



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le 14/09/2018 par :

FIFI IBRAHIME ADODO

Altimétrie et radiométrie en Antarctique

JURY

NICK HALL
MICHEL FILY
GIOVANNI MACELLONI
JEAN TOURNADRE
LAURENT FERRO-FAMIL
GHISLAIN PICARD
FRÉDÉRIQUE REMY

Professeur d'Université
Professeur d'Université
Chargé de Recherche
Cadre de Recherche
Professeur d'Université
Maître de Conférence
Directrice de Recherche

Président du Jury
Invité
Examineur
Rapporteur
Rapporteur
Co-Directeur de thèse
Directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et en Océanographie Spatiales(UMR 5566)

Directeur(s) de Thèse :

Frédérique REMY et Ghislain PICARD

Rapporteurs :

Laurent FERRO-FAMIL et Jean TOURNADRE

Remerciements

Je tiens à me prêter à cet exercice le plus souvent difficile, pas obligatoire mais nécessaire. On a envie de remercier tout le monde mais la difficulté est la peur d'oublier des personnes ou le plus fréquent de ne pas savoir quoi dire.

Toute cette épopée a d'abord commencé par un rêve de gosse qui est de devenir un "Docteur". Dans quelle discipline ? je ne le savais pas encore mais l'idéal à cette époque était "le Docteur qui soigne les personnes". Raté!!! Je suis devenu Docteur en Glaciologie et ceci grâce aux concours de plusieurs personnes à qui je voudrais témoigner toute ma gratitude.

La logique aurait voulu que je commence à remercier en premier les personnes qui m'ont donné l'opportunité, œuvré et accompagné dans ma formation scolaire à atteindre cette étape mais le bon sens voudrait que je commence tout particulièrement par les personnes qui ont encadré et suivi ces travaux de thèse. Je tiens donc à remercier mes deux directeurs de thèse Frédérique Rémy et Ghislain Picard, pour leurs suivis, leurs précieux conseils, leurs disponibilités et rigueur scientifiques. Un grand merci à Frédérique pour m'avoir fait confiance et confié ce sujet de thèse et également pour ton soutien inconditionnel et sans faille tout au long de cette thèse (sans compter les passages aux urgences, l'opération du genou et bien d'autres moments...). Ghislain, certes on a mis du temps à faire connaissance (certainement la faute à la distance), merci pour tes qualités et tes capacités à me communiquer ta passion de l'Antarctique, des missions de terrains et du travail bien fait. C'est un immense plaisir pour moi de travailler sous votre supervision. J'ai appris énormément de choses durant ces trois ans à vos côtés tant sur le plan personnel, professionnel et scientifique. Je remercie vivement les rapporteurs Jean TOURNADRE et Laurent FERRO-FAMIL de m'avoir fait l'honneur d'accepter de lire et d'évaluer ces travaux de thèse. Merci également à Giovanni MACELLONI et Michel FILY d'avoir lu et commenté ce manuscrit. Un grand merci également à Nicolas HALL, le président de mon jury de thèse, mon professeur en Master d'Océanographie Physique et Applications qui a recommandé et appuyé ma candidature auprès de Frédérique.

Je serai impardonnable si j'ometts de remercier les membres de cette magnifique équipe appelée "Glacio" qui m'a accueilli, adopté, soutenu et protégé tout au long de cette thèse. Denis, Étienne, Kevin, Sara, Alexei et Elena vous m'avez marqué à jamais par votre générosité, votre disponibilité et votre soutien. Si ce travail de thèse s'est bien déroulé, c'est en partie grâce à vous tous, car je ne suis que le reflet de ce que vous me renvoyez : la sérénité, la confiance, la convivialité et l'entraide. Les cafés du matin et les piques-niques sur les toits du LEGOS sont des moments fédérateurs que j'ai beaucoup apprécié. Ne changez rien, vous êtes filmés.

J'associe à ces remerciements le personnel administratif du LEGOS, Martine MENA, Nadine LACROUX, Agathe BARITAUD et Brigitte CORNOU sans qui mon séjour au Laboratoire, mes

démarches administratives et différents déplacements ne seraient tout simplement pas possibles. Mes remerciements iront également aux anciens et nouveau directeur du LEGOS, Yves Du PENHOAT, Yves Morel et Alexandre GANACHAUD.

Un grand merci à tous les doctorants que j'ai rencontrés, qui m'ont soutenu en me faisant partager leurs expériences et avec qui j'ai passé des moments de distractions pour se remettre au taquet : Cori, Laurence, Vanessa, Oscar, Guillaume, Kevin (l'homme qui pense m'avoir fait découvrir le radis rouge, le débat reste ouvert!), Charlotte, Marine R., Marine B.(merci pour le pot de fleur), Amanda, Aude, Simon (on se referra certainement un autre concert de Baloji, à nous les nouvelles découvertes musicales), Alice, Émilie, Lise, Michel, Mesmin, Gregoire, Joaquin, Ines, Violaine, Audrey, Antoine et la liste est encore longue... Merci à Malek, Audrey et Carine pour avoir supporté mes débarquements intempestifs dans leurs bureau tous les jours à 16 h pour ma fameuse pause connue sous le nom "Fifi Time". César, heureusement que nos chemins se sont croisés (Bah ! on se la construit quand notre deuxième piste de danse ?). Merci à mes deux formidables co-bureau, Jessica et Lise, pour vos bienveillances (J'attends toujours de vous voir danser "la danse africaine").

Grâce à l'aide de chacune et chacun de vous, je peux me targuer d'être le premier voire le dernier (oui, c'est un peu exagéré mais je l'assume) à avoir organiser "le pot de thèse le plus participatif et collaboratif" de tous les temps. Ceci reflète votre amitié générosité et votre grand estime à mon égard. Je m'en souviendrai toujours, car "les paroles s'envolent mais les actions restent".

Parmi ceux que j'aurai voulu qu'ils assistent à l'accomplissement de ce travail, il y a mes parents mais aussi un professeur, un collaborateur, un ami et un confident Rémi CHUCHLA pour son implication personnelle dans mon orientation vers une carrière de chercheur. Malheureusement, la nature en a décidé autrement et tu n'as pas pu voir cet accomplissement. Toute ma sympathie à ta famille.

J'adresse mes remerciements à toute ma famille et toute les personnes qui ont contribué de près ou de loin et de quelques manières à la réussite de ce projet. En particulier je remercie mes oncles (Didier, Lucien et Sakora), tantes (Sivomé, Mèèvi et Tassi Coco), demi-sœurs (carole, Rachelle et Lydie), cousins (Pépé, Akpédjé, Tichou, Gloria) et amis (Tadjou, Aristide, Honoré, Didier et David).

Enfin merci à tout ceux que j'ai oublié de mentionner les noms ici, les personnes croisées dans les couloirs et dans la cafeteria du LEGOS, je vous porte dans mon cœur.

Dédicace

*A la mémoire de mes parents ;
ADODO Yaovi Fafa et
CONDO Médégbévi Marie.*

*“Personne ne s’en va vraiment
tant qu’il y a quelqu’un pour
se souvenir d’elle.”*

Résumé

Dans le contexte actuel du réchauffement climatique, l'une des principales sources d'incertitude pour l'élévation du niveau de la mer est la contribution de la calotte Antarctique. L'étendue et les conditions météorologiques extrêmes de ce continent font de la télédétection spatiale un moyen utile pour son suivi sur le long terme. Les observations satellites altimétriques et radiométriques dans la gamme des micro-ondes rendent compte de l'évolution des propriétés du manteau neigeux de la calotte.

L'altimétrie radar, par des mesures répétées de l'élévation de la topographie de surface, permet de quantifier les variations de volume sur l'ensemble du continent. Cependant, la pénétration de l'onde radar dans la neige affecte négativement cette quantification. Les méthodes proposées pour minimiser les erreurs de pénétration sont toutes basées sur des relations avec le coefficient de rétrodiffusion radar. La compréhension des variations annuelles et inter-annuelles du coefficient de rétrodiffusion est nécessaire pour améliorer la précision de l'estimation de l'élévation de la surface donc du bilan de volume de la calotte. Cette thèse a pour objectif d'étudier le coefficient de rétrodiffusion mesuré par les altimètres sur l'ensemble du continent, sujet qui jusqu'à aujourd'hui a reçu peu d'attention.

Les altimètres radars embarqués à bord d'ENVISAT (bandes S et Ku) et de SARAL/AltiKa (bande Ka) ont des sensibilités différentes aux propriétés de la neige. Nous nous sommes intéressés aux caractéristiques annuelles et inter-annuelles des coefficients de rétrodiffusion dans ces trois bandes. Une étude de sensibilité a été réalisée avec un modèle électromagnétique afin de déterminer les propriétés du manteau neigeux qui dominent le signal saisonnier. On montre que le signal saisonnier est sensible à la densité et la rugosité de surface dans la bande S, à la température de la neige dans la bande Ka et à l'une ou à l'autre de ces variables selon la région dans la bande Ku. Les caractéristiques saisonnières du coefficient de rétrodiffusion sont ensuite comparées à celles des températures de brillance acquises par les radiomètres à bord de SARAL et de SSM/I. Les résultats indiquent une influence significative de la rugosité de surface sur les températures de brillance de la bande Ka, influence souvent considérée négligeable dans la modélisation de la température de brillance.

Cette étude apporte une meilleure connaissance de la dynamique saisonnière des propriétés de proche surface de la calotte Antarctique. Elle fournit de nouveaux indices pour développer dans le futur des algorithmes robustes de correction de l'erreur de pénétration. Elle met également en lumière l'importance des missions altimétriques multi-fréquences et les possibilités qu'offrent le signal de la bande S pour l'étude des variabilités saisonnières de la rugosité de surface. En définitive, la rugosité de surface est un paramètre important à prendre en compte pour obtenir de meilleures estimations et modélisations des coefficients de rétrodiffusion et des températures

de brillance.

Mots-clés : *Calotte polaire, Antarctique, altimétrie radar, radiométrie, coefficients de rétrodiffusion, ratio de polarisation de température de brillance, rugosité de surface, Physique de la mesure.*

Abstract

In the context of global climate changes, the Antarctic ice sheet contribution to sea-level rise is one of the main uncertainty sources. The extent and extreme meteorological conditions of this continent render remote sensing a useful tool for long term monitoring. Altimetry and radiometry observations in the microwave range reveal variations of the volume of the ice sheet and surface properties of the snowpack.

Radar altimeters, provide repeated observations of the surface topography elevation, which allow the quantification of volume variations of the ice sheet. However, the penetration of radar waves in dry and cold snowpack adversely affects the estimated surface elevation. Approaches to minimize the penetration error are all based on a relationship with the backscattering coefficient. Understanding the annual and interannual variations of the backscattering coefficient is thus a key issue in order to improve the estimation accuracy of the surface elevation and to refine the ice-sheet volume trend. This thesis aims at studying the backscattering coefficients acquired by radar altimeters, which until now have received little attention.

Radar altimeters on board ENVISAT (S and Ku bands) and SARAL/AltiKa (Ka band) have different sensitivities to the snowpack properties. The annual and interannual variations of the backscattering coefficient at the three bands is investigated. Sensitivity tests are carried out with an electromagnetic model to determine the prevailing snowpack properties that drive the signal. The seasonal signal is sensitive to surface density and roughness at S band, to snow temperature at Ka band and to either snow surface density and roughness or temperature depending on the location on the continent at Ku band. The seasonal signal of the backscattering coefficient is then compared with that of the brightness temperature measured by radiometers on SARAL and SSM/I. The results show a significant influence of surface roughness on brightness temperatures at Ka band, which has often been neglected in brightness temperature modeling studies .

This thesis provides a better understanding of the seasonal dynamics of the near surface properties of the Antarctic ice sheet. It also provides new clues to build a more robust corrections of the penetration errors in the future. It highlights the importance of multi-frequency altimetry missions and the potential of the S band to study the seasonal variability in surface roughness. In summary, surface roughness is an important property which should be taken into account for a better modeling of backscattering coefficient and brightness temperature.

Keywords : *Polar Ice Sheet, Antarctic, radar altimetry, radiometry, backscattering coefficients, brightness temperature polarisation ratio, snow surface roughness, physics of measurement.*

Table des matières

Remerciements	ii
Dédicace	iii
Résumé	vi
Abstract	vii
Liste des figures	xiii
Liste des tableaux	xvii
1 Introduction	1
1.1 Le continent Antarctique	2
1.1.1 La découverte de l’Antarctique	2
1.1.2 Géographie	3
1.2 Pourquoi le continent Antarctique fascine autant ?	5
1.2.1 Le continent des superlatifs	5
1.2.2 La calotte Antarctique : archives des climats anciens, actuels et futurs . .	6
1.3 Dynamique de la calotte Antarctique	7
1.4 Contexte scientifique	8
1.5 Les observations : in situ et spatiales	10
1.6 Objectifs et plan du manuscrit	12
2 La télédétection spatiale dans la gamme des micro-ondes	15
2.1 Introduction	15
2.2 Capteur actif : altimètre micro-onde	16
2.2.1 Principe de l’altimétrie radar	17
2.2.2 Corrections orbitales et atmosphériques	17
2.2.3 Le signal altimétrique : impulsion et forme d’onde	18
2.2.4 Caractéristiques de la forme d’onde	20
2.2.5 Les altimètres radar ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa	21
2.3 Capteur passif : radiomètre micro-onde	26
2.3.1 Principe de la radiométrie	26
2.3.2 Les radiomètres à visée verticale à bord de ENVISAT et SARAL	27

2.3.3	Les radiomètres à angle d'incidence oblique	27
2.4	Conclusion	29
3	Etude des coefficients de rétrodiffusion mesurés par les altimètres ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa	31
3.1	Introduction	31
3.2	Distributions spatiales du coefficient de rétrodiffusion moyen des bandes S, Ku et Ka	33
3.3	Variations saisonnières des coefficients de rétrodiffusion mesurés par les altimètres radars	34
3.3.1	Caractéristiques saisonnières du coefficient de rétrodiffusion	35
3.3.2	Analyse de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion en fonction des propriétés du manteau neigeux	38
3.3.3	Cycle saisonnier de l'écho de volume	39
3.3.4	Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande S	40
3.3.5	Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka	41
3.3.6	Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku	41
3.3.7	Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la température	43
3.4	Tendances pluri-annuelles du coefficient de rétrodiffusion des bandes S, Ku et Ka en Antarctique	44
3.5	Discussion	45
3.6	Conclusion et Perspective	46
4	Complémentarité des missions altimétrique SARAL/AltiKa et radiométrique SSM/I à la fréquence de 37 GHz	49
4.1	Introduction	50
4.2	Calcul des caractéristiques saisonnières des températures de brillance	50
4.3	Cas d'étude	50
4.4	Distribution spatio-temporelle des températures de brillance (T_B) sur la calotte polaire Antarctique	52
4.4.1	Le radiomètre embarqué sur SARAL	52
4.4.2	Le radiomètre SSM/I à 37 GHz	56
4.5	Interprétation des caractéristiques saisonnières du PR et du coefficient de rétrodiffusion de la fréquence 37 GHz	62
4.5.1	Distribution spatiale des moyennes	63
4.5.2	Distribution spatiale des amplitudes saisonnières	65
4.6	Conclusion	70
5	Conclusion et Perspectives	73
5.1	Conclusion	73
5.2	Perspectives	75
	Bibliographie	77

A Article : "Seasonal Variations of the backscattering coefficient measured by radar altimeters over the Antarctic Ice Sheet"	I
B Grillage des données altimétriques	XV
C Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du PR à 37 superposée à une carte de mosaïque RADARSAT	XVII

Liste des figures

1.1	Carte géographique de l’Antarctique avec les noms des régions et les stations de recherches des différents pays. [Crédit : https://www.mapsofworld.com/antarctica/].	4
1.2	Différents processus qui interviennent dans la dynamique d’une calotte polaire. Tirée de “L’Antarctique, la mémoire de la Terre” de Rémy (2003)].	8
1.3	Nombre moyens de jours de fonte observés pour l’année 2015-2016. Crédit [http://pp.igegrenoble.fr/pagep]	
1.4	Photo de surfaces vitrées et polies [Tirée de Scambos et al. (2012).], b) Photo de structure de surface de moyenne échelles (sastrugi) [Photo de Ghislain Picard, prise pendant le raid ANR ASUMA] et c) Champs de mégadunes. Crédit [https://nsidc.org/cryosphere/antarctica/megadunes/research.html].	10
2.1	Spectre électromagnétique.[crédit ESA]	18
2.2	Illustration de la forme d’onde sur a) une surface océanique plane et sur b) une surface océanique par temps de houles. [Crédit Aviso/CNES]	20
2.3	Forme d’onde typique de la bande Ku sur la calotte polaire Antarctique (bleu) ajustée par l’algorithme de retracking ICE-2 (noir). [Tirée de la thèse de Lacroix (2007)]	21
2.4	Illustration de la correction “along-track” d’une trace. En haut à gauche, localisation d’une trace donnée, en haut à droite, zoom sur cette trace montrant toutes les traces transversales. [Tirée de la thèse de Flament (2013)].	24
2.5	Différences aux points de croisements des coefficients de rétrodiffusion de la bande Ku (a) et de la bande Ka (b).	25
2.6	Distribution spatiale de la variation du résidu de l’élévation de la surface par rapport au résidu du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku. Les contours noirs délimitent les régions de pic de diffusion en été et de pic de diffusion en hiver du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku (voir chapitre 3).	25
3.1	Distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (c). Les valeurs sont en dB.	34
3.2	Séries temporelles des coefficients de rétrodiffusion des bandes S (bleu), Ku (noir) et Ka (rouge) à la position (69.468 °S, 134.28 °E). Les lignes pointillées représentent les meilleurs ajustements des séries temporelles avec une fonction sinusoïdale. Les séries temporelles rendent compte d’un cycle annuel bien défini.	36

3.3	Distribution spatiale des erreurs quadratiques moyennes de l'ajustement des séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion par une fonction sinusoïdale dans les bandes S (a), Ku (b) et Ka (c).	36
3.4	Histogrammes des “pics de rétrodiffusion” des bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). Les bandes grises représentent les périodes d'été (janvier à mi-avril) et hiver (juin à septembre).	37
3.5	Distribution spatiale des “pics de rétrodiffusion” des bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). La croix en noir indique la position des séries temporelles de la figure 3.2. Les contours noirs représentent les délimitations entre les régions de pic de rétrodiffusion en été et en hiver. Les zones blanches indiquent les zones où aucune observation n'est disponible (limite latitudinale des satellites 81.5 °S). Les valeurs sont en jours Julien.	38
3.6	Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion des bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). Les valeurs sont en dB.	38
3.7	(a) Effets de la densité de surface, (b) de la température de la neige et (c) de la longueur de corrélation des grains de neige sur l'écho de volume pour les bandes S (bleu), Ku (noir) et Ka (rouge).	39
3.8	Carte Radarsat avec délimitation des régions des différents pics de rétrodiffusion de la bande Ku (à gauche) et répartition spatiale des régions de “wind-glazed surfaces” tirée de Scambos et al. (2012)(à droite)	42
3.9	Distribution spatiale de l'amplitude saisonnière de la vitesse du vent. Les données sont extraites des réanalyses ERA-Interim fournies par ECMWF sur une grille de 25 km × 25 km. Les délimitations entre les régions de pic de rétrodiffusion en été et en hiver sont représentées par les contours noirs.	43
3.10	Distributions spatiales des amplitudes saisonnières (gauche) et des moyennes de la température de l'air à 2 m (droite). Les données sont extraites des réanalyses ERA-Interim fournies par ECMWF sur une grille de 25 km × 25 km.	44
3.11	Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la température dans les bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). Les valeurs sont en dB	44
3.12	Distribution spatiale de la tendance temporelle du coefficient de rétrodiffusion de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (b). Les valeurs sont en dB/an.	45
4.1	Localisation des différents sites du raid ASUMA [https://asumablog.wordpress.com/asuma-mots-simples/].	51
4.2	Répartition spatiale de la température de brillance moyenne en bande Ka à visée verticale (a) et le diagramme de dispersion de la température de brillance moyenne par rapport à l'émissivité moyenne (b).	53
4.3	Répartition spatiale des amplitudes saisonnières (a) et pics saisonniers de la température de brillance à 37 GHz à visée verticale (b).	54

4.4	Répartition spatiale des tendances temporelles (a) de la température de brillance à 37 GHz à visée verticale et (b) de la température de surface (données de température de l'air extraites des réanalyses ERA-Interim distribuées par ECMWF sur la période de 2013 à 2016).	54
4.5	Séries temporelles de la température de brillance (rouge) et du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka (bleu) sur les 6 stops sélectionnés du raid ASUMA.	57
4.6	Distribution spatiale des coefficients de corrélation de l'évolution temporelle des résidus des températures de brillance par rapport aux résidus des coefficients de rétrodiffusion de la bande Ka.	57
4.7	Répartition spatiale du PR moyen de la bande Ka sur la période de 2013 à 2016.	58
4.8	Répartitions spatiales des amplitudes saisonnières (a) et pics saisonniers du PR (b, en miniature l'histogramme de la date du maximum du signal saisonnier du PR)	59
4.9	Répartition spatiale des tendances temporelles du PR sur la période de 2013 à 2016	60
4.10	Séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion(bleu) de la fréquence de 37 GHz et du PR (rouge) mesurés par les satellites sur les 6 stops sélectionnés du raid ASUMA.	61
4.11	Distributions spatiales des moyennes (gauche), des amplitudes saisonnières (centre) et des tendances temporelles (droite) du coefficient de rétrodiffusion (en haut) et du PR (bas)	62
4.12	Histogrammes de la date du maximum des signaux saisonniers du PR (rouge) et du coefficient de rétrodiffusion (bleu). Maximum entre les jours Juliens 150 et 250, soit entre les mois de Juin à Septembre.	63
4.13	Distributions spatiales des amplitudes saisonnières PR (gauche), du PRAI (centre) et le diagramme de dispersion des amplitudes saisonnières du PR par rapport au PRAI (droite).	66
4.14	Distributions spatiales des erreurs quadratiques moyennes de l'ajustement des séries temporelles du PR avec l'équation 4.1.	67
4.15	Evolution du PRAI en fonction des amplitudes saisonnières de la densité de surface pour des densités moyennes de 350 et 450 kg m ⁻³ et différents nombres de strates 10 et 50.	67
4.16	Evolution du PRAI en fonction des amplitudes saisonnières de la densité de surface pour des densités moyennes de 350 et 450 kg m ⁻³ et différentes tailles des grains de neige 0.3 et 0.5 mm	68
4.17	Evolution du PRAI en fonction des amplitudes saisonnières de la densité de surface pour des densités moyennes de 350 et 450 kg m ⁻³ et différentes moyennes de température de surface 230 et 250 K.	69
4.18	Variations spatiales de la température de brillance pour l'ensemble des sites étudiés :Dôme C, S2, S4 et les différents stops de la traverse ASUMA étudiés (Sortie (1) ; Stop0 (2) ; Stop1 (3) ; Stop2 (4) ; Stop3 (5) ; Stop4 (6) ; Stop5 (7) ; Frontière australienne (8) ; D47 (9)) pour les polarisations verticale et horizontale à 19 et 37 GHz, Crédit [Anthony Lemoine, 2018].	70

B.1	Distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (c). Les valeurs sont en dB.	XVI
B.2	Distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (c). Les valeurs sont en dB. Grille de pixel 25 km × 25 km.	XVI
C.1	distribution spatiale des amplitudes saisonnières du PR à 37 GHz superposée à une carte de mosaïque RADARSAT	XVII

Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques des altimètres radar ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa	22
2.2	Caractéristiques des radiomètres SSM/I et AMSR-E. Les fréquences (GHz), les polarisations, les empreintes au sol à 3 dB de chaque fréquence et les résolutions spatiales des produits distribués par le NSIDC.	28
4.1	Caractéristiques des sites ASUMA étudiés, notés STOP 0 à STOP 5.	52

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1	Le continent Antarctique	2
1.1.1	La découverte de l’Antarctique	2
1.1.2	Géographie	3
1.2	Pourquoi le continent Antarctique fascine autant ?	5
1.2.1	Le continent des superlatifs	5
1.2.2	La calotte Antarctique : archives des climats anciens, actuels et futurs .	6
1.3	Dynamique de la calotte Antarctique	7
1.4	Contexte scientifique	8
1.5	Les observations : in situ et spatiales	10
1.6	Objectifs et plan du manuscrit	12

Depuis quelques décennies, l’homme prend conscience de son influence sur le climat et enregistre bon nombre d’indices de changements climatiques. Les mesures de température à la surface de la Terre révèlent que celle-ci s’est réchauffée au cours de cette dernière décennie d’environ 0.6°C (King and Turner, 2007). Ce constat préoccupant a conduit plusieurs Etats, plus de 175, à conclure par consensus l’Accord de Paris en décembre 2015 pendant la conférence internationale sur le climat (COP21), dans le but de limiter les risques et les impacts liés aux conséquences des changements climatiques. Cet accord a pour objectif central de contenir la hausse des températures de la surface de la Terre en dessous de 2°C , et de s’efforcer de la limiter à 1.5°C en réduisant les émissions des gaz à effets de serre. Les rapports du Groupe d’experts Intergouvernemental sur l’Évolution du Climat (GIEC) indiquent que les émissions anthropiques (liées aux activités de l’homme) des gaz à effets de serre sont le principal facteur du réchauffement climatique et prévoient une amplification de ce phénomène dans les prochaines décennies, notamment au niveau des pôles. Dans ce contexte de réchauffement climatique, les projections de l’élévation du niveau de la mer pour les différents scénarios climatiques futurs produites par le 5^{ème} rapport du GIEC publié en 2014, indiquent que les plus fortes incertitudes de ces projections viennent de la contribution de la cryosphère (Church et al., 2013). De plus, DeConto and Pollard (2016) suggère que la contribution de la calotte Antarctique pourrait être revue à la haute par rapport à celle prévue par les projections du GIEC. Ainsi, les éléments de la

cryosphère tels que les calottes polaires et les glaciers représentent des enjeux importants pour l'amélioration des projections futures du climat.

Les éléments de la cryosphère jouent un rôle important dans le système climatique global. De par leur albédo très élevé, c'est à dire leur capacité à réfléchir environ 50 à 90 % du rayonnement solaire, la glace et la neige contrôlent la quantité du rayonnement solaire absorbée par la Terre. Par conséquent, les éléments de la cryosphère régulent la température de la surface de la Terre. Un réchauffement du climat au niveau des pôles a donc une influence directe sur l'albédo qui lui même affecte la température de la surface créant un système de rétroaction positive. De plus, la calotte Antarctique de par sa superficie de 14 millions de km² renferme 90 % des glaces terrestres qui, si elles fondaient, augmenteraient l'élévation du niveau de la mer de près de 58.3 m (Lemke et al. (2007); Vaughan (2013)). Il est donc impératif de comprendre et de suivre la réponse de cette calotte face aux changements climatiques.

Dans les sections qui suivent, nous nous intéressons au continent Antarctique en précisant en quoi la topographie est l'un des paramètres les plus pertinents pour son suivi, puis les apports de la télédétection spatiale, de l'altimétrie en particulier, pour l'étude de sa dynamique de surface.

1.1 Le continent Antarctique

1.1.1 La découverte de l'Antarctique

Depuis le V^{ème} siècle, la théorie des pythagoriciens sur l'existence d'un imposant continent de glace au pôle Sud a longtemps suscité des débats et a été à l'origine d'un imaginaire débordant et contradictoire de la part des scientifiques, des journalistes, des explorateurs polaires mais également des vulgarisateurs et écrivains de l'époque. D'après Bernardin de Saint Pierre, l'existence de ce continent expliquerait bien le déluge, les marées, les courants, les aurores et la vie. Dans "le monde givré", Frédérique Rémy résumait ces échanges comme suit "le scientifique introduit l'explorateur qui séduit l'écrivain qui excite l'explorateur qui relance le scientifique qui stimule le vulgarisateur qui inspire l'écrivain qui provoque le scientifique". Il a fallu attendre le début du XIX^{ème} siècle pour que l'Antarctique soit découverte par le russe Bellingshaussen, en 1820. Cette découverte a été motivée par les conquêtes des terres inexplorées et les courses à la découverte par de nombreuses expéditions organisées par de grands explorateurs soutenues par leurs gouvernements.

Après la découverte arrive le temps de l'exploration de ce continent. Le 21 Janvier 1840, l'expédition française commandée par Jules Dumont d'Urville fut la première à planter leur drapeau sur les terres Antarctiques, suivi quelques jours plus tard par la flotte américaine de Charles Wilkes. Les scientifiques attirés alors vers ce continent étaient botanistes, ethnographes ou hydrologues. Ce furent les médecins et naturalistes qui eurent l'idée d'installer douze stations d'observations pluridisciplinaires autour des pôles Nord et Sud pendant la première "Année Polaire Internationale" de 1883. La course au pôle Sud géographique fut gagnée par Amundsen le 18 décembre 1911, quelques semaines avant le britannique Scott dont l'expédition entière périt sur le

chemin du retour. En 1943, l'opération américaine Highjump, la plus imposante expédition jamais envoyée en Antarctique en terme de ressources humaines et logistiques, permit de nombreux survols et la collecte de données plus précises pour la cartographie et la topographie, grâce aux importants moyens mécaniques et techniques développés pendant la guerre. Le lancement de l'«Année Géophysique Internationale» durant l'hiver 1957-1958, au cours de laquelle quarante huit stations scientifiques ont été installées, dont quatre à l'intérieur du continent, marque le début de notre connaissance de l'Antarctique d'un point de vue purement scientifique. Cette coopération internationale a ouvert la voie au traité sur l'Antarctique qui confère à ce continent un statut unique destiné à la science, aux actions pacifiques, à la préservation des ressources naturelles et à la protection de la biodiversité.

1.1.2 Géographie

L'Antarctique est le continent le plus méridional de la Terre. Il est situé autour du pôle Sud et est entouré de l'océan austral. Il représente un peu plus de 8 % des terres émergées de l'ensemble de la planète. Avec une superficie de 14 millions de km^2 et une largeur d'environ 4000 km, l'Antarctique est presque grand comme la Russie et une fois et demie la surface de la Chine. Il est recouvert d'une épaisse couche de glace d'épaisseur moyenne de 2000 m, pouvant dépasser 4000 m à certains endroits. L'intérieur du continent où l'altitude de la surface dépasse en moyenne les 2000 m s'appelle le plateau Antarctique et a une pente de surface inférieure à quelques mètres par kilomètres. Le volume de la glace recouvrant le continent est près de 30 millions de km^3 . Ce volume représente à peine plus de 2 % des eaux terrestres, mais près de 75 % des eaux douces et 90 % des glaces terrestres. La glace qui recouvre l'Antarctique repose en partie sur un socle rocheux, ce qui lui confère le titre de continent. Ce socle est enfoncé de près de 700 m en dessous de l'océan, notamment sur la partie ouest, sous le poids de la glace qui la recouvre : il s'agit de l'isostasie, liée à une répartition des masses entre la lithosphère et la glace.

L'Antarctique est séparé en deux parties par la chaîne de montagne Transantarctique longue de plus de 4000 km et d'altitude parfois supérieure à 5000 m. On distingue l'Antarctique de l'Est ou l'Antarctique oriental, plus grand et situé à l'est du méridien 0° et l'Antarctique de l'Ouest ou l'Antarctique occidental, plus petit. Ce dernier se prolonge par la péninsule Antarctique jusqu'à la latitude 63°S , la partie la plus au nord du continent.

L'Antarctique oriental est bordé par les océans Atlantique et Indien. Il s'étend de Victoria Land jusqu'au Queen Maud Land. La glace de cette partie repose sur un socle rocheux situé en moyenne à quelques centaines de mètres au-dessus du niveau de la mer, ce qui le stabilise comparée aux autres parties. Cette partie semble aussi pour l'instant «inerte» en raison de sa stabilité face aux altérations du climat actuel (Martín-Español et al., 2016).

L'Antarctique occidental est quant à lui bordé par l'océan pacifique et s'étend de la terre de Mary Byrd jusqu'à la péninsule Antarctique. Son socle rocheux plonge sous le niveau de la mer, ce qui rend cette partie de l'Antarctique très instable et fait l'objet de préoccupation récente en raison d'une importante perte de masse suite à l'accélération des écoulements de ses glaciers. Les

causes de cette accélération sont toutefois encore très mal connues.

Entre les deux parties, il y a deux plates-formes de glace flottante, celle de Ross et celle de Ronne-Filchner, chacune respectivement grande de 473000 km² et 526000 km², soit environ la surface de la France et presque 9 fois la surface du Togo. Les plates-formes de glace sont d'épaisses langues de glace de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, ancrées sur le socle rocheux et qui s'avancent en flottant sur l'océan. Elles constituent les points d'écoulement de la glace vers l'océan par détachement de blocs de glace sous forme d'icebergs.

Sous la glace de l'Antarctique, on trouve plusieurs lacs sous-glaciaires dont le plus célèbre est le lac Vostok découvert en 1996. L'Antarctique abrite également des volcans sous-glaciaires. Le continent reste encore de nos jours peu connu et soumis à des mécanismes qui ne sont pas encore tous bien compris.



FIGURE 1.1 – Carte géographique de l'Antarctique avec les noms des régions et les stations de recherches des différents pays. [Crédit : <https://www.mapsofworld.com/antarctica/>].

1.2 Pourquoi le continent Antarctique fascine autant ?

L'Antarctique est tout d'abord le continent de tous les superlatifs et ensuite la glace qui la recouvre constitue l'une des plus grands archives glaciaires de la Terre.

1.2.1 Le continent des superlatifs

L'Antarctique est le continent le plus froid, le plus venté et le plus sec de la Terre. La température terrestre la plus froide, -89.2°C , a été officiellement enregistrée le 21 juillet 1983 à la station russe Vostok. La température en surface décroît en moyenne de -15°C à -60°C des côtes vers l'intérieur du continent. Le climat très froid du continent s'explique par de nombreux mécanismes qui se complètent. Étant centré au pôle Sud, l'Antarctique subit une faible exposition à la radiation solaire en raison de la forte inclinaison des rayons solaires qui lui parviennent et qui doivent réchauffer une importante surface. La neige et la glace renvoient en moyenne 80 % de la radiation solaire reçue. En combinant ces deux effets, l'Antarctique reçoit donc très peu de radiation solaire. A cela, il faut ajouter le faible taux de vapeur d'eau (gaz à effet de serre naturel) dans l'atmosphère de l'Antarctique, qui habituellement piège la chaleur pour réchauffer la surface. Ainsi le peu de radiation solaire reçue par la surface est ensuite presque totalement perdue en l'absence de gaz à effet de serre. En plus, la taille du continent du continent ajoutée à l'extension des glaces de mer qui double sa superficie en hiver l'isolent des influences tempérées des océans. Enfin, il faut noter l'effet de l'altitude. En général, la température diminue lorsque l'altitude augmente, par exemple à partir de 3000 m d'altitude la température diminue de presque 20°C par rapport à celle du niveau de la mer. Toutes ces caractéristiques font de l'Antarctique le continent le plus froid, qui joue un rôle important dans la circulation atmosphérique globale.

L'air sur le plateau Antarctique est froid et dense. Sous l'effet de la gravitation, la masse d'air froide et dense circule du plateau vers les régions côtières et l'océan. En direction des côtes, en dévalant les pentes, la masse d'air s'accélère en créant des vents forts et persistants dits "vents catabatiques". Les vitesses moyennes de ces vents à Dumont d'Urville sont de l'ordre de 40 km h^{-1} . Parfois, ils peuvent atteindre des vitesses instantanées phénoménales de plus de 200 km h^{-1} . Une vitesse maximale de 320 km h^{-1} a été mesurée à Cap Denison en terre Adélie. La fréquence et la vitesse des vents catabatiques déterminent le climat et l'état de surface des régions qui le subissent régulièrement. Ils contrôlent la redistribution de la neige précipitée ou transportée et sculptent ainsi la surface de la calotte à des échelles différentes. On distingue des échelles centimétriques, la micro-rugosité, à des échelles métriques, des sastrugi et des mégadunes. Ces vents rendent presque impossible la mesure directe du taux d'accumulation de la neige et sont la cause d'une des difficultés de la télédétection spatiale. Les impacts de ces vents sur les mesures altimétriques seront abordés plus loin dans les chapitres 3 et 4.

D'un point de vu climatique, l'Antarctique peut être classé parmi les régions les plus désertiques du globe, comme le Sahara ou le désert d'Atacama, en raison du faible taux de précipitations dont il bénéficie à cause de son atmosphère froid et très sec. Les précipitations restent inférieures à 5 cm an^{-1} sur une bonne partie du continent mais sont en moyenne plus faibles à l'intérieur

du continent que dans les régions côtières, soient respectivement quelques centimètres par an contre quelques dizaines de centimètres par an (Vaughan et al., 1999). Aussi, l'Antarctique de l'Est reçoit moins de précipitation par an que l'Antarctique de l'Ouest et encore beaucoup moins que la péninsule Antarctique.

1.2.2 La calotte Antarctique : archives des climats anciens, actuels et futurs

Deux théories s'additionnent pour expliquer l'origine exacte de la glaciation qui a conduit à la formation de la calotte Antarctique. Il y a d'une part, le passage de Drake, c'est à dire la séparation des plaques tectoniques entre l'Antarctique et l'Amérique du sud et entre l'Antarctique et l'Australie, qui a donné naissance au puissant courant circumpolaire qui a isolé et refroidit le continent. D'autre part, une forte diminution du taux du dioxyde de carbone dans l'atmosphère (excellent gaz à effet de serre) a été évoqué comme le déclencheur de la glaciation. Le refroidissement du climat a donc favorisé des précipitations sous forme solide sur le continent.

Les premières glaces ont commencé à se former il y a 30 millions d'années, et la calotte Antarctique telle qu'on la connaît aujourd'hui s'est formée il y a environ 15 millions d'années. La neige qui se dépose sur le continent, s'enfouit et se transforme progressivement en glace sous le poids des accumulations successives de neige et ceci durant des millénaires. Les modulations saisonnières du climat affectent différemment les couches de neige. La calotte Antarctique, vieille de centaines de milliers d'années, est donc constituée d'une alternance de couches de neige successives de différentes propriétés (taille des grains, densité, température, rugosité de surface). Sachant que ces propriétés sont fonction des conditions atmosphériques du moment, la calotte renferme donc des informations qui permettent non seulement de reconstituer les climats passés à partir des carottages (paléoclimat, par analyse des bulles d'air emprisonnées dans la glace), mais aussi d'en suivre l'évolution actuelle et future.

Les analyses des échantillons de glaces issus des carottages glaciaires réalisés en Antarctique ont permis de reconstituer l'évolution des températures et la composition de l'atmosphère sur plusieurs périodes glaciaires. Les plus célèbres de ces carottages sont celui de Vostok et celui de Dôme C pendant le projet EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica). Le forage de 3623 m de profondeur de Vostok a permis d'extraire jusqu'à 420000 ans d'histoire du climat passé. Il a permis de mettre explicitement en évidence, pour la première fois, le lien entre les gaz à effet de serre et le climat. Le forage EPICA a, quant à lui, permis de remonter jusqu'au 800000 ans d'histoire du climat passé (deux fois plus anciennes que celui de Vostok) avec un forage de 3260 m de profondeur (Jouzel et al., 2007). Non seulement ils offrent des archives climatiques, mais aussi les carottages renseignent sur des événements environnementaux comme par exemple les périodes d'activité des grands volcans, les périodes des tests des bombes atomiques entre 1954 et 1963.

La neige qui se dépose en surface de la calotte peut mettre plus de 5000 ans avant de se transformer en glace. Les 100 premiers mètres de la calotte polaire Antarctique sont en fait composés de cette neige pas encore transformée totalement en glace, appelée névé. Le névé

est constitué de plusieurs couches de neige successives. Chaque couche de neige acquiert des caractéristiques spécifiques aux conditions météorologiques lors de son dépôt. Par exemple, les couches de neige déposées l'été sont moins denses et constituées de gros grains de neige favorisés par les fortes températures tandis que les couches de neige hivernales sont plus denses, composées de petits grains et sont plus épaisses (Gow, 1969). Chaque couche de neige renferme donc des informations liées aux taux d'accumulation, à la température et au vent. Or, ces caractéristiques varient spatialement et temporellement. Par conséquent, les différentes propriétés de la neige de surface sont donc des indicateurs climatiques qui permettent de suivre les modulations récentes du climat. La mesure directe de ces différentes propriétés de la neige est souvent difficile à cause de la taille et des conditions extrêmes du continent Antarctique et c'est là où intervient l'intérêt de la télédétection spatiale pour rendre compte de leur évolution sur l'ensemble du continent.

1.3 Dynamique de la calotte Antarctique

Les calottes polaires peuvent mettre des milliers d'années avant de réagir à une perturbation climatique. Par exemple, l'Antarctique subit encore de nos jours l'effet des fluctuations de température de la fin de la dernière période glaciaire ainsi que l'effet potentiel des perturbations actuelles. La calotte polaire est façonnée par divers processus sur des échelles de temps variées (Fig. 1.2) (Rémy and Frezzotti, 2006). Ces processus sont forts nombreux, complexes, et dépendent d'échelles de temps très différentes si bien que l'équilibre stationnaire de la calotte n'est mathématiquement pas envisageable. Tout d'abord les processus qui réagissent à des échelles de temps très longues face au climat sont les vitesses d'écoulement de la glace et le rebond post-glaciaire (l'isostasie). En effet, la glace étant un excellent isolant par rapport à l'océan, les fluctuations de température de surface mettent des milliers d'années pour atteindre le socle de la calotte et modifier les températures en profondeur et par là également les vitesses d'écoulement de la glace. L'ajustement par isostasie du socle rocheux ou rebond post-glaciaire est lié aux variations de volume de la glace, qui en augmentant enfoncerait le socle rocheux et inversement, est un processus très lent qui peut prendre des milliers d'années. Ensuite, il y a les processus aux conditions limites de la calotte avec l'océan, tels que les écoulements des fleuves de glaces, la stabilité des plate-formes et le niveau de la mer (notamment fonte et regel à la base) réagissent à des échelles de temps relativement moyennes. Enfin les processus rapides : les conditions atmosphériques (érosion et transport par le vent), précipitation de neige, sublimation et fonte en surface réagissent beaucoup plus vite aux variations du climat. Ainsi une chute de neige fait augmenter instantanément la hauteur de la surface de la calotte. La forme actuelle de la calotte Antarctique est donc régie par ces différents processus sur des échelles de temps des cycles de glaciations aux signaux saisonniers.

Le volume ou la masse de la calotte Antarctique dépend essentiellement de l'équilibre entre les pertes et les gains de masses : principalement des processus d'échelles de temps rapides et courts. Les pertes de masses sont liées à la sublimation, la fonte en surface (presque négligeable en Antarctique) et l'écoulement de la glace vers l'océan sous forme d'icebergs tandis que les gains de masse sont liées à la quantité de neige accumulée (taux d'accumulation de neige) sur le continent. Cependant, il existe une grande incertitude sur l'équilibre des calottes polaires en raison des

difficultés de mesures des quantités de neige accumulées et évacuées. Le taux d'accumulation de neige est difficile à mesurer à cause du vent qui érode et transporte la neige déposée d'un endroit à un autre. De même, les faibles taux d'accumulation que connaît le continent, quelques centimètres par an sur un manteau neigeux de quelques milliers de mètres d'épaisseur, est un inconvénient pour la précision des mesures. Aussi, les mécanismes d'écoulement de la glace sont encore mal connus et donc les pertes de masses sont estimées avec une précision très faible.

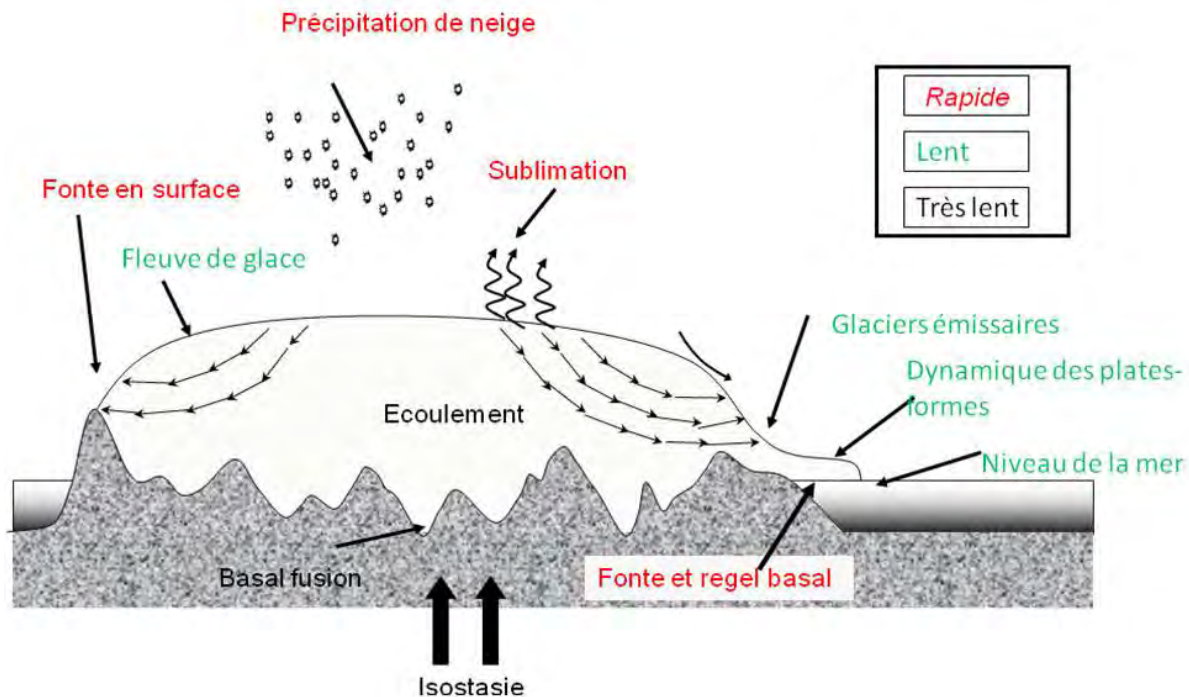


FIGURE 1.2 – Différents processus qui interviennent dans la dynamique d'une calotte polaire. Tirée de "L'Antarctique, la mémoire de la Terre" de Rémy (2003)].

1.4 Contexte scientifique

Face à l'augmentation de la température de la surface de la Terre ces dernières décennies, de nombreuses questions se posent notamment par rapport à l'état d'équilibre des calottes polaires. La calotte Antarctique est-elle en train de gagner de la masse par un excédent d'accumulation de neige (Zwally et al., 2015) ou bien est-elle entraînée de perdre de la masse comme on commence à l'observer à certains endroits (Flament and Rémy, 2012) ? Ou bien est-elle en équilibre ? Et quelle sera sa réponse face aux changements climatiques actuels et futurs ? Ces questions sont cruciales pour comprendre et déterminer les contributions des régions polaires dans la hausse du niveau des mers. En théorie, une augmentation de la température de surface augmenterait les précipitations neigeuses mais également la fonte sur et sous les plate-formes de glace. En raison des fortes températures négatives de la calotte Antarctique, la fonte de surface est négligeable (Picard and Fily (2006); Picard et al. (2007); Trusel et al. (2012)). Toutefois, il existe quelques régions confinées sur les côtes qui connaissent régulièrement la fonte de surface quelque jours par an (Fig 1.3). Picard et al. (2012) ont montré que l'augmentation des précipitations neigeuses prévue par les modèles, même faible, augmente l'albédo de la calotte Antarctique qui induit une

diminution de la température de la calotte. Ainsi, une augmentation de la température aurait plutôt tendance à refroidir la température à l'intérieur du continent Antarctique, prévenant aussi d'un éventuel effondrement rapide de la calotte. Ce résultat démontre bien que la réaction de l'Antarctique face à un potentiel réchauffement climatique est loin d'être comprise. Les effets de l'augmentation de la température sur la calotte Antarctique sont donc nombreux et complexes, par conséquent il est nécessaire d'appréhender tous ses impacts afin de cerner les réponses des calottes.

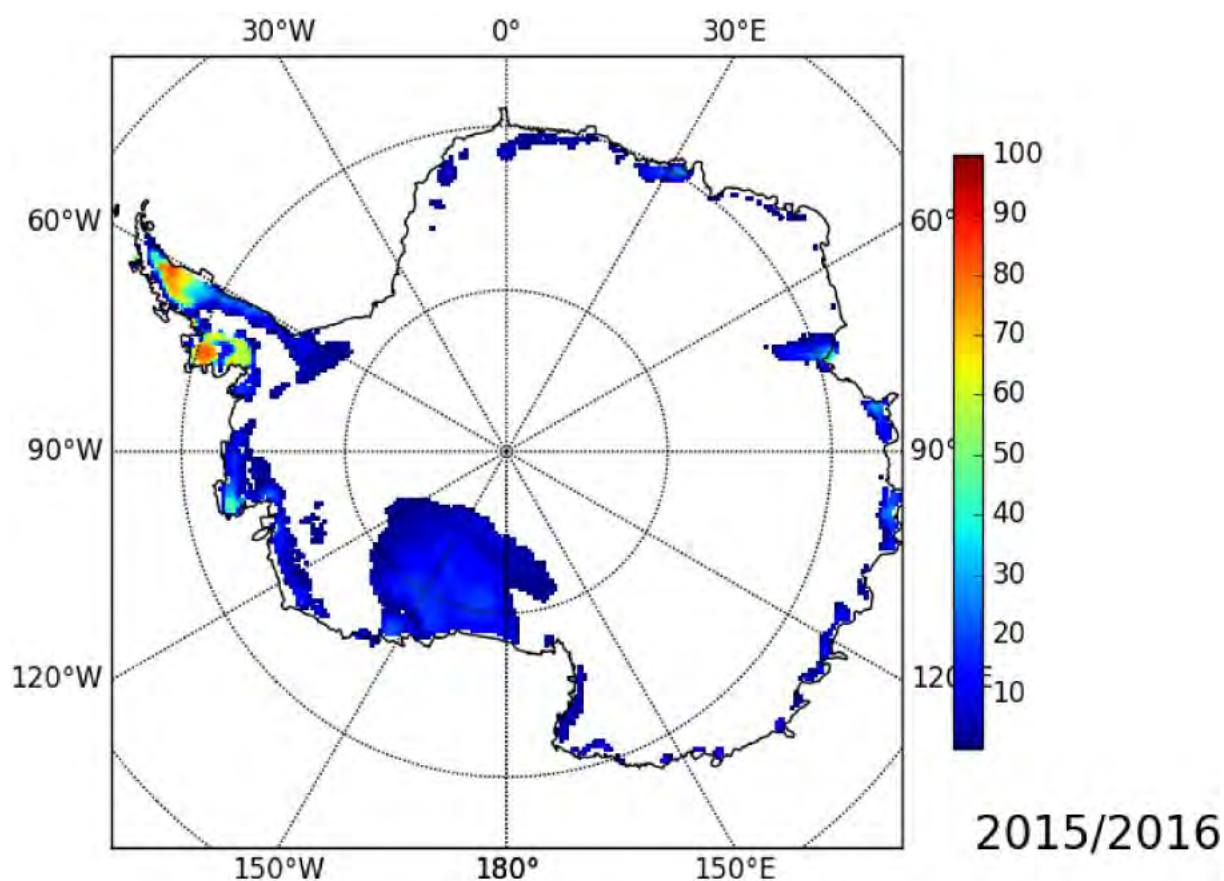


FIGURE 1.3 – Nombre moyens de jours de fonte observés pour l'année 2015-2016. Crédit [<http://pp.igegrenoble.fr/pageperso/picardgh/melting/>].

A grande échelle, la forme de la calotte est quasi-parabolique avec une très faible pente au centre, inférieure à quelques mètres par kilomètre et une pente abrupte vers la côte. Cette topographie est connue avec une bonne précision autour de quelques dizaines de centimètres sur la majeure partie du continent (Rémy et al., 1999) mais l'état de sa surface varie spatialement et temporellement en fonction des conditions, météorologiques régionales. La surface de la calotte Antarctique n'est cependant ni lisse ni uniforme du fait des processus glaciologiques et climatologiques en cours (Seko et al., 1993). Le vent par son effet abrasif érode, redistribue la neige et sculpte la surface de la calotte en de nombreuses formes particulières et d'échelles différentes (Fig.1.4). Le vent contrôle donc directement l'état de la surface en formant des surfaces de glace bleue près des côtes et des montagnes (Bintanja, 1999), des surfaces vitrées et polies ("wind-glazed surfaces" en anglais) (Scambos et al., 2012), des ondulations de surface à l'échelle des sastrugi (10 cm à 1 m de hauteur) et à l'échelle des mégadunes de hauteur entre 1 et 5 m en

vertical et 2 à 5 km en horizontal (Fahnestock et al. (2000); Frezzotti et al. (2005)). L'étude de la structure détaillée de la surface donne ainsi des informations sur sa dynamique.



FIGURE 1.4 – Photo de surfaces vitrées et polies [Tirée de Scambos et al. (2012).], b) Photo de structure de surface de moyenne échelles (sastrugi) [Photo de Ghislain Picard, prise pendant le raid ANR ASUMA] et c) Champs de mégadunes. Crédit [<https://nsidc.org/cryosphere/antarctica/megadunes/research.html>].

La topographie, surface libre, renferme donc tous les processus qui jouent un rôle dans la dynamique des calottes polaires (Fig. 1.2). Ainsi, la topographie est l'un des paramètres pertinents pour accéder et décrypter les variations temporelles à court et moyens termes de la calotte polaire Antarctique (Kerr, 1993). Les mesures répétées de la topographie à l'échelle du continent permettent d'estimer les deux principaux mécanismes qui contrôlent la forme de la calotte : la hauteur de la surface donc les variations de volume de la calotte et les vitesses d'écoulement (Flament and Rémy, 2012). La connaissance de la topographie permet également de délimiter les différents bassins d'écoulement (Zwally et al., 1983) et de contraindre les modèles d'écoulement de la glace. Les variations de la topographie et de sa surface traduisent donc l'état de santé de la calotte.

1.5 Les observations : in situ et spatiales

Pour répondre aux questions posées précédemment, il faut tout d'abord détecter les modifications induites par les différents processus qui régissent la dynamique de la calotte, ici la topographie. Ensuite, il faut connaître les processus physiques et climatiques qui les contrôlent (Sarchilli et al. (2010); Vaughan et al. (1999)). Pour ce faire, il faut un grand nombre d'observations tant à l'échelle globale que régionale, et sur toutes les échelles de temps.

Il existe plusieurs méthodes d'observation à l'échelle humaine. Pour le bilan de masse en surface, le taux d'accumulation de neige est localement mesuré à l'aide d'une balise ou tige (en bois, en aluminium ou en carbonate) graduée plantée dans la glace, par analyse des mini-carottages de quelques mètres de profondeur et par les systèmes radars GPR (Ground Penetrating Radar). La vitesse d'écoulement, quant à elle, est estimée par interférométrie radar et par suivi du déplacement d'un repère sur la glace par rapport à un point fixe. Cette dernière méthode est devenue beaucoup plus précise avec l'utilisation des GPS (Global Positioning System). D'autres mesures en surface permettent de caractériser les propriétés du manteau neigeux telles que la taille des grains de neige, l'humidité, la température, la densité... Ces caractéristiques sont importantes

pour comprendre l'évolution du manteau neigeux et constituent des indicateurs climatiques (Colbeck (1983); Goodwin (1990)). En dehors des carottes de glace qui sont rapatriées vers les laboratoires pour les analyses isotopiques et des traceurs chimiques, les autres propriétés du manteau neigeux peuvent être directement mesurées sur place. Ainsi, la densité est mesurée par pesée d'une jauge étalonnée remplie de neige, la température par des sondes dans un puits et le SSA (Specific Surface Area) par différentes méthodes pour déterminer la longueur de corrélation des grains de neige. La rugosité de surface à l'échelle centimétrique est estimée à partir des photographies (Champollion et al., 2013) ou par des profileurs lasers (Lacroix et al. (2008b); Picard et al. (2014)). Toutefois, les autres échelles de rugosités, toutes aussi importantes pour la compréhension des processus physiques, restent difficiles à mesurer sur le terrain. Les conditions météorologiques extrêmes de la calotte Antarctique, froid et vent, et la taille du continent rendent les mesures in-situ très difficiles, localisées (notamment dans les régions côtières et à quelques stations de recherche à l'intérieur du continent) et discontinues (pas de revisite des mêmes puits ou forages). En outre, les mesures in-situ en hiver sont souvent très difficiles, ce qui ne permet pas de faire un suivi sur le long terme et à l'échelle globale. Les mesures par satellite comblent donc ces vides en offrant une bonne couverture spatiale et temporelle des régions polaires.

Les capteurs satellites dans la gamme des micro-ondes permettent d'acquérir des données de jour comme de nuit. Ainsi, ces capteurs satellites ont permis d'étudier à l'échelle du continent diverses informations du manteau neigeux telles que les taux d'accumulation de neige (Bindshadler et al. (2005); Drinkwater et al. (2001); Rotschky et al. (2007)), la taille de grains de neige (Brucker et al. (2010); Jin et al. (2008)), la direction et vitesse des vents (Long and Drinkwater (2000); Remy et al. (1990, 1992)), ou encore l'évolution des propriétés de surface (Lacroix et al. (2009); Legrésy and Rémy (1998); Rotschky et al. (2007)). Malgré les contraintes de représentativité spatiale et temporelle, les mesures in-situ sont les plus précises car mesurées directement. Elles sont également très importantes puisqu'elles servent à l'étalonnage et la calibration des mesures satellites. C'est dans cette optique que plusieurs raids de terrains sont souvent organisés. Ainsi, la mission ANR-ASUMA (Agence Nationale de Recherche - improving the Accuracy of the SURface Mass balance of Antarctica, <https://asuma.osug.fr/?lang=fr>) a été initiée dans le but d'améliorer le bilan de masse de surface actuel en collectant des données des propriétés de surface de la neige afin de les comparer aux estimations des satellites.

Il existe plusieurs méthodes pour estimer le bilan de masse des calottes polaires à partir des capteurs satellites. L'une des méthodes, la méthode "entrée-sortie", consiste à estimer la différence entre le flux entrant et le flux sortant de masse (Rignot et al., 2008) et nécessite une batterie de jeux de données qui sont encore mesurés avec une grande incertitude. Le flux entrant se réfère à l'estimation du bilan de masse en surface et le flux sortant au débit de glace aux conditions limites de la calotte, c'est à dire les points où la glace, l'océan et le socle rocheux se rejoignent. Une deuxième méthode est la gravimétrie qui consiste à mesurer la variation spatio-temporelle du champ de gravité à la surface de la Terre. Cette mesure nécessite un important travail de séparation de signaux car elle ne fait pas la différence entre les variations liées à la croûte terrestre, à la marée, ou à une grosse tempête. Elle est donc très sensible au rebond post-glaciaire

(ajustement isostatique) qui est lui même encore mal connu et très complexe à modéliser. Une troisième méthode : l’altimétrie, consiste à mesurer les variations de volume par mesures répétées de l’altitude de la surface. Parmi ces trois méthodes, l’altimétrie est la plus pertinente et la plus utilisée. La combinaison des méthodes de la gravimétrie et de l’altimétrie permet d’estimer la densité de la neige perdue ou gagnée et donc de séparer les pertes ou les gains de masses dus aux variations de précipitations de ceux dus aux variations d’écoulement (Mémmin et al., 2014). Le principe de fonctionnement de l’altimètre radar est détaillé dans le chapitre 2.

1.6 Objectifs et plan du manuscrit

La mesure altimétrique a permis d’améliorer la connaissance de la topographie et l’estimation du bilan de masse de surface des calottes polaires. Pour convertir le volume en masse il faut connaître la densité de la neige qui est de l’ordre de trois fois inférieur à celle de la glace et variable dans le temps et l’espace. A cela, il faut ajouter les erreurs de mesures du signal altimétrique qui induisent un biais négatif dans l’estimation de la hauteur des calottes polaires donc des variations du volume de glace. Ces erreurs sont dues à la traversée de l’onde radar dans l’atmosphère, à la pente de surface de la calotte (Arthern et al. (2001); Flament (2013); Legrésy and Remy (1997); Long and Drinkwater (2000); Remy et al. (1992)) et à la pénétration de l’onde radar dans le manteau neigeux (Ridley and Partington, 1988). Parmi ces erreurs, celle de la pénétration de l’onde radar est aujourd’hui la plus difficile à corriger en raison de sa variabilité dans le temps et dans l’espace avec les propriétés de la neige. Il est important de comprendre l’interaction entre l’onde radar et le manteau neigeux afin de corriger l’altitude estimée de ces effets. Le signal altimétrique est lié aux propriétés du manteau neigeux (Lacroix et al., 2008a). Par conséquent, la compréhension de l’impact des différentes propriétés de la neige sur le signal radar est un prérequis pour améliorer les méthodes de corrections de ces effets.

Depuis 1991, des altimètres européens survolent environ 80 % de la surface de l’Antarctique et fournissent des observations avec une fréquence radar de 13.6 GHz (bande Ku). Le satellite ENVISAT lancé en 2002 a embarqué un altimètre bi-fréquence de 3.2 et 13.6 GHz. L’altimètre AltiKa sur SARAL, une mission Franco-Indienne lancée en février 2013, est le premier à fonctionner à la fréquence 37 GHz (bande Ka) et ainsi à fournir des observations nouvelles. Le comportement de l’onde radar à cette fréquence est différent et offre des informations complémentaires qui devraient permettre de mieux comprendre l’évolution du manteau neigeux et de mieux contraindre les modèles électromagnétiques pour extraire des paramètres du manteau neigeux. Entre autre, pour la première fois, nous avons des observations simultanées à la même fréquence en radiométrie.

L’objet de cette thèse est l’analyse spatio-temporelle de ces données, altimétriques et radiométriques, avec des données in situ ou issues des stations météorologiques automatiques ou encore de modèle d’évolution du manteau neigeux. Il s’agit de déterminer les paramètres d’intérêt ou pertinents qui influencent les mesures et potentiellement peuvent être restitués. La perspective est d’apporter une meilleure connaissance de la physique de la mesure altimétrique sur la calotte Antarctique afin d’affiner les tendances pluri-annuelles de variations de volume qui traduisent la dynamique de cette calotte.

Dans le chapitre 2, nous exposerons de manière détaillée les techniques de mesures et les post-traitements nécessaires des mesures des capteurs satellites dans la gamme des micro-ondes, altimètre et radiomètre, avant l'exploitation des données. Puis nous allons, dans le chapitre 3, tenter de comprendre la physique de la mesure des altimètres radars en analysant les caractéristiques saisonnières des signaux dans plusieurs fréquences. Ensuite, disposant des données d'un radiomètre et d'un altimètre dans la même fréquence de 37 GHz, nous allons comparer et exploiter la synergie de ces capteurs afin de mieux décrypter le comportement et l'évolution des propriétés de surface de la calotte Antarctique (Chapitre 4). On conclura par un chapitre de synthèse et de mise en perspectives des résultats.

Chapitre 2

La télédétection spatiale dans la gamme des micro-ondes

Sommaire

2.1	Introduction	15
2.2	Capteur actif : altimètre micro-onde	16
2.2.1	Principe de l'altimétrie radar	17
2.2.2	Corrections orbitales et atmosphériques	17
2.2.3	Le signal altimétrique : impulsion et forme d'onde	18
2.2.4	Caractéristiques de la forme d'onde	20
2.2.5	Les altimètres radar ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa	21
2.2.5.1	Données "along-tracks"	23
2.2.5.2	Pénétration des ondes radar dans la neige sur la calotte polaire Antarctique	23
2.3	Capteur passif : radiomètre micro-onde	26
2.3.1	Principe de la radiométrie	26
2.3.2	Les radiomètres à visée verticale à bord de ENVISAT et SARAL	27
2.3.3	Les radiomètres à angle d'incidence oblique	27
2.3.3.1	SSM/I	27
2.3.3.2	AMSR-E	28
2.4	Conclusion	29

2.1 Introduction

La télédétection spatiale est l'observation de la Terre à partir des instruments ou capteurs depuis l'espace. Le principe de base de la télédétection est d'exploiter les rayonnements émis, réfléchis ou diffractés par la surface et l'atmosphère de la Terre. Ainsi, différents capteurs ont été développés et embarqués à bord des satellites, situés à quelques centaines de kilomètres de la Terre. Du premier satellite en 1957 jusqu'à aujourd'hui, des capteurs de plus en plus sophistiqués et performants ont permis tout d'abord d'observer les objets identifiables tels que les nuages (en météorologie) et la hauteur de la mer (en océanographie) et par la suite à restituer et suivre

l'évolution des paramètres géophysiques des surfaces continentales tels l'albédo, la concentration de la glace de mer, la température et bien d'autres. Cette évolution technologique des capteurs offre une vision globale exceptionnelle des milieux difficiles d'accès comme les calottes polaires.

Il existe deux grandes familles de capteurs spatiaux : les capteurs dit 'actifs' ou système émetteur-récepteur et des capteurs dit 'passifs' ou système récepteur. Les premiers disposent d'une source d'énergie artificielle qui envoie une onde électromagnétique dans une longueur d'onde et angle d'incidence donnés et mesurent le temps du trajet aller-retour et/ou la puissance ou la phase du signal réfléchi par la cible dans la direction de l'antenne du satellite. A contrario, les capteurs passifs ne disposent pas de source d'énergie artificielle, ils mesurent uniquement le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi naturellement par la cible.

La transmission des ondes électromagnétiques est fortement perturbée ou atténuée par l'atmosphère. Cependant, il existe quelques fenêtres atmosphériques ou gammes de longueurs d'onde pouvant être utilisées pour observer la Terre depuis l'espace, dont deux principales : la gamme de l'optique, du visible à l'infrarouge et la gamme des micro-ondes (Fig. 2.1). La gamme de l'optique varie du visible (longueur d'onde entre 0.4 et 0.8 μm) au proche infrarouge thermique (entre 0.8 et 15 μm). Toutefois, toutes les longueurs d'onde de cette fenêtre atmosphérique ne sont pas exploitables car elles sont absorbées par certains constituants de l'atmosphère. La gamme des micro-ondes varie de 0.2 cm à 1 m. Au-delà de 1 cm de longueur d'onde, l'influence de l'ionosphère sur le signal est négligeable. Dans le domaine des micro-ondes, on parle le plus souvent en terme de fréquence d'émission et des lettres sont utilisées pour désigner ces bandes de fréquences, comme ce sera le cas tout le long de ce manuscrit. Les capteurs dans la gamme des micro-ondes présentent un avantage considérable pour le suivi des zones polaires car ils ne sont sensibles ni aux nuages ou nébulosité ni à la nuit, contrairement aux capteurs dans la gamme du visible. Ce qui permet donc un suivi systématique et dense à l'échelle globale.

Dans cette thèse, on ne traitera que des données des capteurs dans la gamme des micro-ondes notamment les altimètres radar (capteurs actifs) et les radiomètres (capteurs passifs). Dans ce chapitre on présente d'une façon générale les principes de mesure des altimètres et radiomètres et aussi les post-traitements et corrections nécessaires pour rendre les mesures exploitables et plus précises.

2.2 Capteur actif : altimètre micro-onde

Le premier altimètre radar fut embarqué à bord de la station orbitale américaine SkyLab lancée en 1973 par la NASA. Ce premier capteur a servi à tester le concept d'altimétrie radar spatial. C'est en 1978, avec le lancement du satellite SEASAT par la NASA ayant pour mission d'étudier les océans, que l'altimétrie radar a connu un véritablement essor en mesurant pour la première fois les courants géostrophiques depuis l'espace. Avec son orbite inclinée à 72°, il permit aussi de construire une carte partielle de la topographie du Groenland et de cartographier les bords de la calotte Antarctique (Brooks et al., 1978). Initialement conçues pour l'observation de la topographie des océans, les missions altimétriques ont peu à peu été mises au profit de l'étude de

la neige, de la glace. Il faut attendre le lancement en 1991 du satellite ERS-1 (European Remote Sensing Satellite) par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), dont l'orbite permet l'observation de l'ensemble du Groenland et près de 80 % du continent Antarctique, pour voir les altimètres radar améliorer notre connaissance de la dynamique des calottes polaires. Dans le but d'assurer une continuité des observations, cette mission a été suivie du satellite ERS-2 lancé en 1995 avec les mêmes instruments. Ensuite, il y a eu la mission altimétrique bi-fréquence ENVISAT (ENVironment SATellite) en 2002 suivi de SARAL/AltiKa (Satellite for ARgos and AltiKa) en 2013 sur la même orbite répétitive que les missions ERS-1 et 2. L'amélioration des techniques de mesure, de la précision de l'orbite des satellites, ainsi que des méthodes de traitements des signaux radar a largement contribué à affiner la précision des topographies des calottes polaires (Rémy et al., 2000). Actuellement, l'altimètre radar est l'un des meilleurs instruments pour la mesure de la topographie des calottes polaires et pour le suivi de leur bilan de volume.

2.2.1 Principe de l'altimétrie radar

Les satellites altimétriques déterminent essentiellement la distance entre le satellite et une surface cible en mesurant le temps aller-retour satellite-surface d'une impulsion radar. Basiquement, l'altimètre radar envoie une onde radar et enregistre le signal réfléchi par la surface de la cible. Les quantités physiques mesurées sont le temps d'aller-retour du signal entre le satellite et la surface et l'amplitude du signal réfléchi par la cible.

Bien que le principe de l'altimétrie radar semble simple, les mesures ne sont pas directement exploitables et nécessitent des traitements et corrections. En pratique, il faut corriger les erreurs liées aux perturbations du satellite sur son orbite et aux perturbations des ondes radar lors de la traversée de l'atmosphère.

2.2.2 Corrections orbitales et atmosphériques

Pour atteindre une très bonne précision (de l'ordre de quelques centimètres) de l'élévation de la surface de la cible, il faut une connaissance très précise de l'altitude du satellite, c'est-à-dire l'orbite précise du satellite par rapport à une surface de référence. Les avancées technologiques en orbitographie¹ permettent aujourd'hui de connaître avec une précision inférieure à 5 cm la position exacte des satellites altimétriques. Cette position exacte est déterminée grâce à des modèles extrêmement élaborés et grâce aux mesures des systèmes de positionnement embarqués, comme par exemple DORIS (Détermination d'Orbite et Radio-positionnement Intégrés par Satellite) ou GPS (Global Positioning System) ou encore des rétro-rélecteurs lasers.

La présence de vapeur d'eau, des gaz, des ions et électrons dans l'atmosphère perturbe ou atténue la transmission des ondes radar (Fig. 2.1), ce qui peut affecter le temps du trajet aller-retour de l'impulsion radar et donc fausser la distance satellite-surface estimée. Ces perturbations peuvent provoquer des erreurs allant de quelques centimètres à plus de 2 m. Heureusement, elles sont mesurables donc peuvent être très bien corrigées. Ces corrections sont effectuées par des mesures directes grâce à des outils embarqués sur le satellite ou par des modèles. Il y

1. L'orbitographie est la discipline scientifique qui s'intéresse à la position d'un corps en orbite.

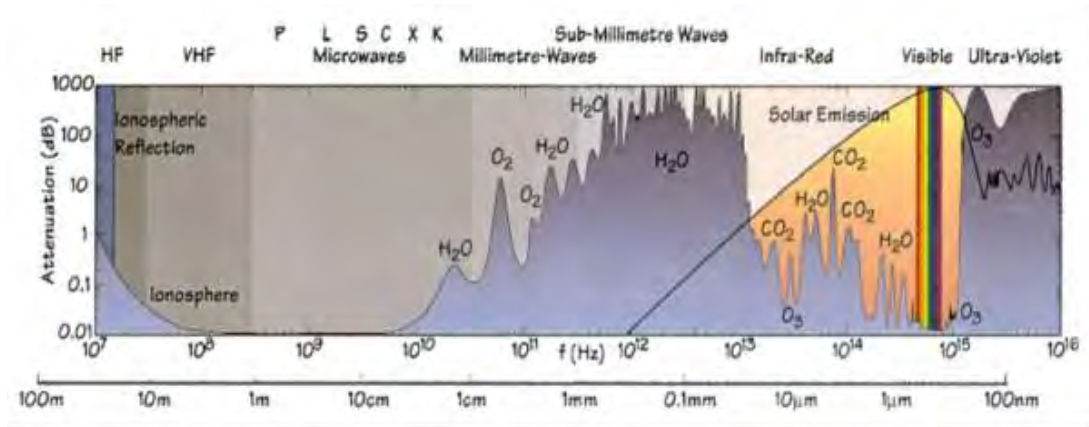


FIGURE 2.1 – Spectre électromagnétique.[crédit ESA]

a trois principales corrections pour s'affranchir des perturbations atmosphériques : la correction ionosphérique, la correction de la troposphère humide et la correction de la troposphère sèche.

Le rayonnement solaire provoque une ionisation des atomes de l'atmosphère libérant ainsi des ions et électrons qui peuvent ralentir la propagation des ondes radar. Ce retard engendre une erreur variant entre 1 à 20 cm dans les fréquences 3.2 GHz (bande S) et 13.6 GHz (bande Ku) et inférieur à 1 cm dans la fréquence 37 GHz (bande Ka). La correction ionosphérique à appliquer est directement mesurable avec un altimètre bi-fréquence sur l'océan ou par modélisation si la mission n'est pas bi-fréquence.

La correction de la troposphère humide, due à la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère, peut être évaluée grâce aux mesures des deux ou trois fréquences des radiomètres micro-ondes embarqués à bord des satellites altimétriques ou grâce à des modèles sur l'océan. Cette erreur est d'une magnitude comprise entre 0 et 50 cm sur les océans. L'influence de la troposphère humide peut être considérée négligeable sur la calotte Antarctique.

La correction de la troposphère sèche, due à la présence de gaz dans les basses couches de l'atmosphère qui modifie l'indice de réfraction du milieu affectant ainsi le trajet aller-retour de l'onde radar, est généralement estimée grâce à des modèles atmosphériques car ne peut pas être mesurée depuis l'espace.

Il est à noter que la correction ionosphérique est nécessaire que pour certaines fréquences radar alors que toutes les autres corrections sont obligatoires et indispensables. Une fois les corrections faites, les mesures altimétriques sont d'une bonne précision (inférieure à 5 cm) et exploitables.

2.2.3 Le signal altimétrique : impulsion et forme d'onde

L'altimètre radar envoie une impulsion radar et enregistre l'onde réfléchie (écho radar) par la cible. Ces impulsions sont des signaux linéairement modulés en fréquence avec une largeur de bande et sont émis à des intervalles réguliers définis par la fréquence de répétition des impulsions.

Afin de réduire les fluctuations statistiques et de suivre l'évolution de l'écho dans le temps, ces échos individuels sont moyennés à bord du satellite (typiquement toutes les 50 ms). La puissance de l'écho est ainsi enregistrée et mémorisée dans une fenêtre (composée de plusieurs portes, voir Fig. 2.3) de largeur équivalente à la largeur de la bande (typiquement 64 ou 128 portes au total par fenêtre). L'évolution de la puissance de l'écho radar en fonction de la durée d'échantillonnage décrit une courbe appelée "forme d'onde altimétrique".

Pour comprendre la forme d'onde, prenons l'exemple du fonctionnement de l'altimètre micro-onde sur l'océan (Fig. 2.2). L'impulsion radar est un faisceau qui se propage sous forme conique ayant une énergie décroissante vers les bords. Une fois l'impulsion émise, l'altimètre passe en mode 'écoute' ou récepteur, un signal de bruit de faible puissance est premièrement reçu suite à la réflexion parasite de l'impulsion dans l'ionosphère et l'atmosphère et du bruit électronique de l'instrument. Lorsque l'impulsion entre en contact avec la surface de la cible, l'empreinte au sol de l'impulsion est un disque qui s'étale linéairement avec le temps, ceci fait augmenter l'écho radar jusqu'à un maximum. Ce maximum correspond à la fin de l'écho radar de la surface située sous le disque. Une fois que tout le signal de la surface du disque est renvoyé, l'empreinte se transforme en un anneau de surface et énergie équivalente. La puissance décroît alors, jusqu'à revenir au niveau nominal d'énergie défini par le bruit thermique en raison de la décroissance du diagramme d'antenne. Cette évolution temporelle de la réception de l'écho radar définit la forme d'onde altimétrique.

Dans le cas où la surface de l'océan n'est pas lisse mais rugueuse à cause de la présence des vagues, le processus de réception est le même mais l'aspect de la forme d'onde est différent (Fig. 2.2b). En fait, l'empreinte au sol de l'impulsion n'est plus un parfait disque, l'écho radar du premier contact avec la surface est tout d'abord renvoyé par les crêtes des vagues et ensuite par les creux. Ceci explique l'étalement dans le temps de l'écho radar donc du front montant de la forme d'onde. La forme de l'écho altimétrique dépend donc des diverses caractéristiques de la surface observée. Les surfaces présentant de fortes hétérogénéités, telles que des discontinuités topographiques, des rugosités de surface, des glaces, des rivières ou des terres émergées, définissent l'allure de la forme d'onde altimétrique et rendent son interprétation plus difficile. L'analyse des caractéristiques des formes d'onde permet non seulement de mesurer la topographie mais aussi d'extraire d'autres caractéristiques du milieu.

La mesure altimétrique au-dessus des calottes polaires est fortement perturbée par la topographie à l'échelle kilométrique car les reliefs de la surface peuvent décaler le point d'impact de l'onde radar par rapport à la direction spéculaire de l'antenne : on parle d'erreur de pente. Cependant, cette erreur peut être corrigée en appliquant une correction à l'élévation de surface estimée (Brenner et al. (1983); Remy et al. (1989)) ou en relocalisant le point d'impact du signal radar (Hurkmans et al., 2012). La plus grande différence entre l'altimétrie radar sur les océans et sur les calottes polaires réside dans la pénétration de l'onde radar dans la neige (Ridley and Partington, 1988). Cette pénétration est de l'ordre du centimètre à quelques mètres et varie temporellement et spatialement. Ceci complique encore plus l'interprétation des mesures d'élévation de surface des

calottes polaires car elles peuvent comporter des erreurs liées aux changements des propriétés de la neige qui sont très complexes. De plus, ces propriétés évoluent rapidement au gré des conditions météorologiques. Toutes ces raisons font que l'erreur de la pénétration est la plus difficile à corriger. Toutefois, la pénétration de l'onde radar dans la neige fournit des informations sur les propriétés de la neige des premiers mètres et fait ainsi de l'altimètre un outil très prometteur pour l'étude des propriétés de la neige des calottes polaires.

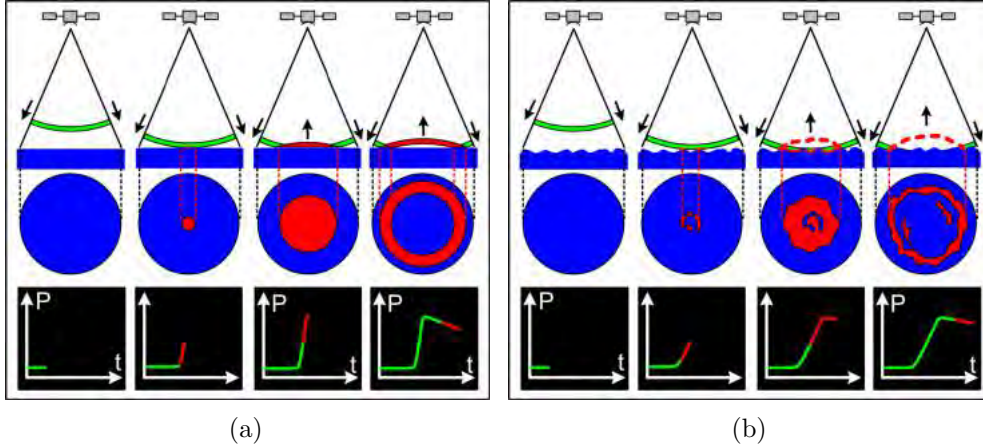


FIGURE 2.2 – Illustration de la forme d’onde sur a) une surface océanique plane et sur b) une surface océanique par temps de houles. [Crédit Aviso/CNES]

2.2.4 Caractéristiques de la forme d’onde

Connaissant l’allure de la forme d’onde, découvrons comment la distance satellite-surface est déterminée et quelles sont les autres caractéristiques de la forme d’onde. L’analyse des formes d’onde altimétriques pour en extraire ses caractéristiques s’appelle le “retracking”. Il existe plusieurs algorithmes de retracking dont chacun présente des avantages et inconvénients. Ils peuvent être classés dans deux catégories : les algorithmes de retracking empiriques et les algorithmes de retracking physiques. Les premiers consistent à calculer le centre de gravité de la forme d’onde et à fixer un seuil arbitrairement pour extraire la distance satellite-surface, par exemple OCOG (Offset Centre Of Gravity). Ils présentent l’avantage d’être applicables à tous types de formes d’onde et permettent d’extraire le range et la largeur du front de montée. Par contre, les algorithmes de retracking physiques sont basés sur le modèle physique de Brown (1977) et tiennent compte des caractéristiques instrumentales et des propriétés géophysiques de la surface de la cible. En pratique, ils consistent à ajuster une forme d’onde Brownienne à la forme d’onde observée. Parmi eux, il y a OCEAN développé pour analyser les formes d’onde océaniques et ICE-2 spécialement adapté pour l’analyse des formes d’onde sur les calottes polaires. Ces derniers présentent l’avantage de fournir d’autres informations en plus de la distance satellite-surface et la largeur du front de montée. Dans ce manuscrit, les caractéristiques des formes d’onde altimétriques de la calotte polaire Antarctique ont été extraites grâce à l’algorithme de retracking ICE-2 développé au LEGOS (Legresy et al., 2005) ICE-2 permet de caractériser la forme d’onde altimétrique par les quatre paramètres suivants (Fig. 2.3) :

- Le range, correspondant à la distance entre le satellite et la surface de la cible, à partir

duquel on estime l'élévation de la surface de la cible ou la topographie connaissant l'altitude exacte du satellite. On parlera le plus souvent de l'élévation de la surface (h) à la place du range.

- Le coefficient de rétrodiffusion (σ^0), est l'intégrale de la puissance du signal renvoyé par la cible. Ce coefficient est la somme de deux composantes : écho de surface (σ_{surf}^0) et écho de volume (σ_{vol}^0). Le coefficient de rétrodiffusion permet de caractériser la surface du milieu c'est-à-dire de savoir si la surface est plus réfléchissante ou pas. Nous verrons à travers les chapitres suivants que le coefficient de rétrodiffusion ne fournit pas que des informations sur les caractéristiques réfléchissantes de la surface mais aussi sur la dynamique des propriétés de la neige. L'étude des variabilités spatio-temporelles et saisonnières de ce paramètre constitue la principale matière de mes travaux.

- La largeur du front de montée (LeW), est le temps entre l'écho du premier contact de l'impulsion avec la surface de la cible et le maximum de la forme d'onde. Elle s'allonge avec la taille des aspérités de la surface et avec la profondeur de pénétration de l'onde dans la neige.

- La pente du flanc descendant (TeS), correspond à la partie où le diagramme d'antenne fait diminuer l'énergie qui revient à l'antenne. Le flanc se relève avec la pente de la surface et avec la pénétration.

Chacun de ces paramètres contient des informations sur le milieu observé offrant une meilleure vision et interprétation de la forme d'onde et de l'état du milieu.

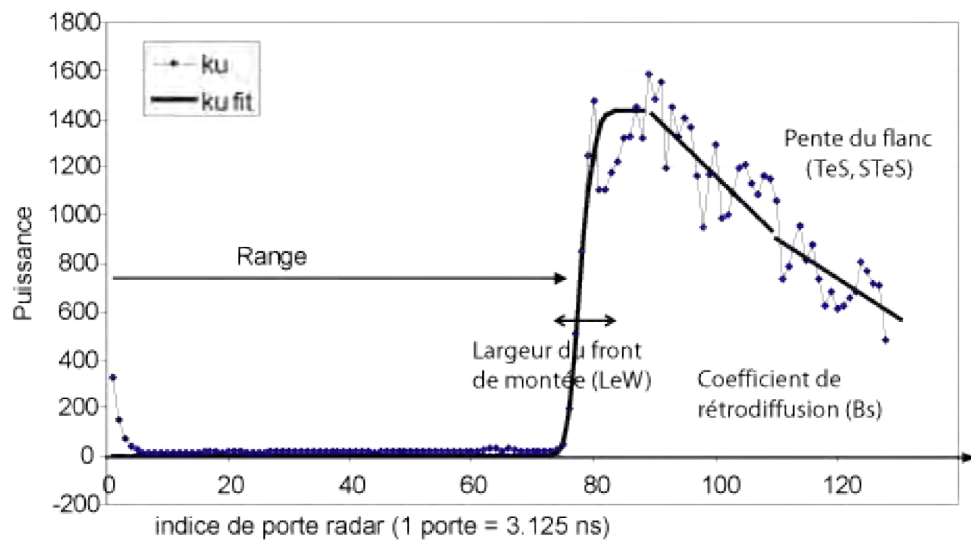


FIGURE 2.3 – Forme d'onde typique de la bande Ku sur la calotte polaire Antarctique (bleu) ajustée par l'algorithme de retracking ICE-2 (noir). [Tirée de la thèse de Lacroix (2007)]

2.2.5 Les altimètres radar ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa

Une mission altimétrique est caractérisée par : une fréquence radar, un gain d'antenne, une polarisation, une répétitivité temporelle et un échantillonnage spatial. Le choix de ces différents

paramètres dépend principalement des objectifs et contraintes de la mission, des possibilités techniques et des régulations de l'ITU (International Telecommunication Union). Le choix de la répétitivité temporelle et de l'échantillonnage spatial vont de pair et les missions doivent faire un compromis entre observer souvent localement ou tout observer moins souvent. Les missions altimétriques sur les calottes polaires optent le plus fréquemment pour le second choix. Par ailleurs, l'orbite est souvent héliosynchrone ce qui consiste à échantillonner à intervalle régulier le même point de mesure à la même heure solaire. Ce choix permet d'éviter les artefacts de mesures liés au changement d'éclairage solaire.

Dans cette thèse, nous allons nous intéresser uniquement aux missions altimétriques d'ENVISAT et de SARAL/AltiKa lancées sur une orbite polaire héliosynchrone répétitive de 35 jours, c'est-à-dire qu'elles échantillonnent régulièrement la surface sans jamais repasser au même endroit pendant ces 35 jours. En outre, ces deux missions ensemble offrent une extension des observations d'un même point dans trois fréquences radar différentes. Elles opèrent dans les fréquences 3.2 GHz (bande S) et 13.6 GHz (bande Ku) pour ENVISAT/RA-2 et 35.75 GHz (bande Ka) pour SARAL/AltiKa. Les caractéristiques des altimètres radar de ces deux missions sont résumées dans le tableau 4.1.

TABLEAU 2.1 – Caractéristiques des altimètres radar ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa

Paramètres	Bande S	Bande Ku	Bande Ka
Fréquence centrale	3.2 GHz	13.6 GHz	35.75 GHz
longueur d'onde dans le vide	9.4 cm	2.2 cm	0.8 cm
Bande passante	160 MHz	320 MHz	500 MHz
Résolution verticale	94 cm	47 cm	30 cm
Durée d'une impulsion	40 Hz	40 Hz	20 Hz
Ouverture d'antenne à 3 dB	5.5°	1.35°	0.55°
Diamètre antenne	1.2 m	1.2 m	1 m
Altitude satellite	800 km	800 km	800 km
Inclinaison satellite	81.5°	81.5°	81.5°
Répétitivité	35 jours	35 jours	35 jours

Le satellite ENVISAT, successeur des missions ERS-1 et ERS-2, a été lancé en 2002 par l'ESA sur une orbite répétitive de 35 jours afin d'assurer la continuité des observations. Il a embarqué à son bord une série de 10 instruments dédiés à l'étude de l'environnement dont un altimètre bi-fréquence (RA-2, Radar Altimeter - 2). Cet altimètre a la particularité d'échantillonner simultanément la même cible dans deux fréquences radar, S et Ku. La bande de fréquence Ku (13.6 GHz), héritée des missions ERS-1 et 2, offrait un bon compromis entre la dimension de l'antenne (pour un meilleur gain d'antenne) et sa faible atténuation à travers l'atmosphère. La bande S (3.2 GHz) avait été ajoutée pour mesurer directement depuis l'espace les erreurs liées au rallongement du temps du trajet aller-retour de l'onde radar lors de la traversée de l'ionosphère. Ces deux fréquences ont fonctionné simultanément de 2002 à 2008. La bande S a cessé de fonctionner suite à une panne d'instrument. La bande Ku a quant à elle fonctionné jusqu'à la fin de la mission en 2012, mais à partir de 2010 le satellite ENVISAT a été mise sur une orbite dérivante différente de l'orbite répétitive de 35 jours.

La mission altimétrique Franco-Indienne SARAL/AltiKa, fruit de la collaboration du CNES (Centre National des Études Spatiales) et l'ISRO (Indian Space Research Organisation), a été lancée en février 2013 sur la même orbite répétitive de 35 jours d'ENVISAT (la distance entre les traces successives par rapport à la trace nominale est inférieure à 1 km). L'objectif est d'assurer la continuité des observations des précédentes missions de l'ESA telles que ERS-1 et 2 et ENVISAT. Contrairement à ces missions, le satellite SARAL/AltiKa embarque, pour une première dans l'histoire de l'altimétrie radar, la fréquence très élevée de 35.75 GHz (bande Ka) au lieu de la bande Ku classique, ouvrant ainsi la voie à de nouvelles et intéressantes observations de la surface des calottes polaires. Par conséquent, elle contribue à une amélioration de notre connaissance de l'interaction de l'onde radar avec le manteau neigeux.

Avec une altitude moyenne de 800 km, le satellite met 100 minutes pour faire le tour complet de la Terre. Ainsi, en 35 jours, le satellite fait 501 révolutions complètes, ce qui équivaut à 1002 traces de pôle à pôle (on parle de traces ascendantes et descendantes). La bande Ka est respectivement supérieure d'un facteur de 2.7 et 11.5 aux bandes Ku et S. L'ouverture d'antenne à 3 dB de la bande Ka est plus petite que celles des bandes Ku et S, donc son empreinte au sol (~ 7.6 km) est moins large que celles de Ku (~ 18.8 km) et S (~ 76.76 km), par conséquent elle est moins impactée par les ondulations de surface et fournit ainsi des mesures plus précises. Sur une trace, SARAL/AltiKa échantillonne la surface tous les 175 m au lieu de 370 m pour ENVISAT. La fréquence Ka a un taux d'échantillonnage plus dense que Ku et S. Aussi, la résolution verticale est plus fine en Ka qu'en Ku et S. En raison de ces caractéristiques, les mesures dans la bande Ka sont moins bruitées que celles des deux autres bandes.

2.2.5.1 Données “along-tracks”

Bien que le satellite SARAL/AltiKa soit placé sur la même orbite répétitive de 35 jours qu'ENVISAT, leurs orbites sont en moyenne à ± 1 km de la trace nominale. Afin d'obtenir un jeu de données altimétriques spatialement homogènes et comparables, on applique donc une correction qui dépend de la distance et de la pente moyenne entre les traces nominales des deux missions. Cette correction améliore d'environ 80 % la comparaison de l'élévation de la surface des deux missions. Une correction des erreurs de pente est également appliquée aux coefficients de rétrodiffusion en fonction du gain d'antenne de chaque satellite. Les données sont ensuite moyennées tous les kilomètres sur la trace nominale d'ENVISAT. En effet, pour chaque point de mesure d'une trace nominale, on sélectionne toutes les mesures situées dans un rayon de 500 m (plutôt un rayon de 1 km sur la figure 2.4, mais on prend un point tous les 1 km) et on moyenne. Ensuite on décale d'un kilomètre sur la trace nominale et on répète la procédure. Ces traitements sont effectués pour chaque trace nominale, on obtient ainsi environ 1.9 millions de points de mesures sur la calotte polaire Antarctique : on parlera de données “along-tracks”.

2.2.5.2 Pénétration des ondes radar dans la neige sur la calotte polaire Antarctique

La pénétration de l'onde radar dans la neige fut mise en évidence suite à plusieurs accidents mortels d'avion lors d'atterrissages sur une piste enneigée. En effet, on s'est alors aperçu que les

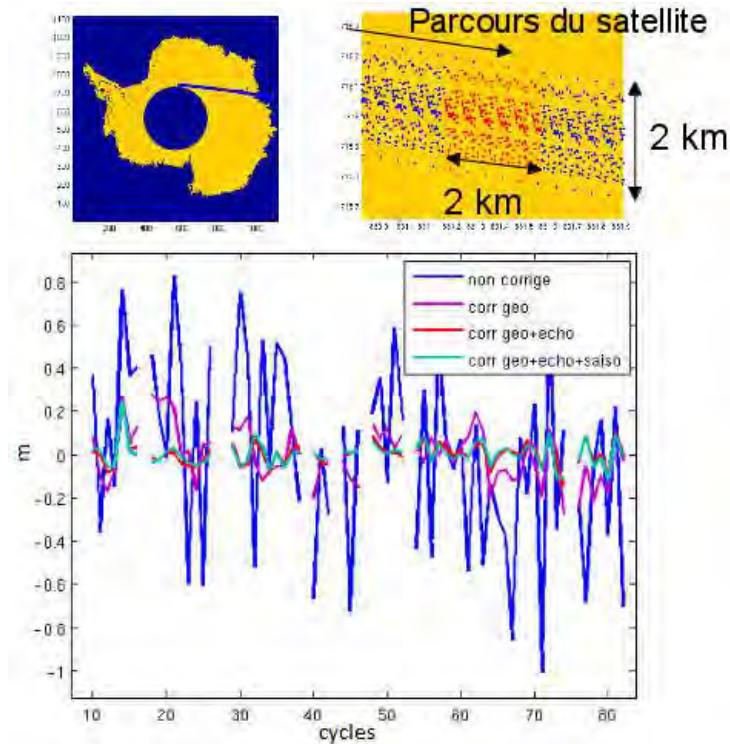


FIGURE 2.4 – Illustration de la correction “along-track” d’une trace. En haut à gauche, localisation d’une trace donnée, en haut à droite, zoom sur cette trace montrant toutes les traces transversales. [Tirée de la thèse de Flament (2013)].

radars altimétriques utilisés par les avions pour déterminer l’altitude pénètrent en profondeur dans la neige et ne donnent pas la bonne distance qui sépare l’appareil de la surface. En modélisant la forme d’onde altimétrique, Ridley and Partington (1988) ont démontré que les ondes radar utilisées dans l’altimétrie spatiale pénètrent significativement dans le manteau neigeux des calottes polaires. La pénétration de l’onde radar dans la neige engendre une forte contribution de l’écho de volume. L’erreur de pénétration sur l’estimation de la hauteur est en moyenne de 0.53 à 1 m dans la bande Ku (Michel et al., 2014), ainsi il est impératif de corriger cette erreur afin d’obtenir une bonne précision des variations du bilan de volume des calottes polaires.

L’écho de volume ou l’effet de pénétration de l’onde radar en Antarctique peut être identifié par deux moyens (Remy et al. (2012); Rémy et al. (2015)) : l’analyse des données de l’élévation de surface et du coefficient de rétrodiffusion aux points de croisements des traces satellites (Fig. 2.5) et les variations temporelles de l’élévation de la surface par rapport à celles du coefficient de rétrodiffusion (Fig. 2.6).

Les analyses ont montré que l’écho de volume varie à plusieurs échelles de temps : un effet statique et un effet temporel. L’anti-corrélation entre les différences aux points de croisements de l’élévation de la surface et celles du coefficient de rétrodiffusion a été attribuée à la présence de l’écho de volume. Son impact dépend de l’angle entre la polarisation de l’antenne et l’orientation de la rugosité de surface. Elle est expliquée par la modulation de la surface à travers la rugosité ou la modulation de l’écho de volume due à la profondeur de pénétration de l’onde radar (Armitage et al. (2014); Arthern et al. (2001); Remy et al. (2012)). Cependant, son effet est stationnaire et

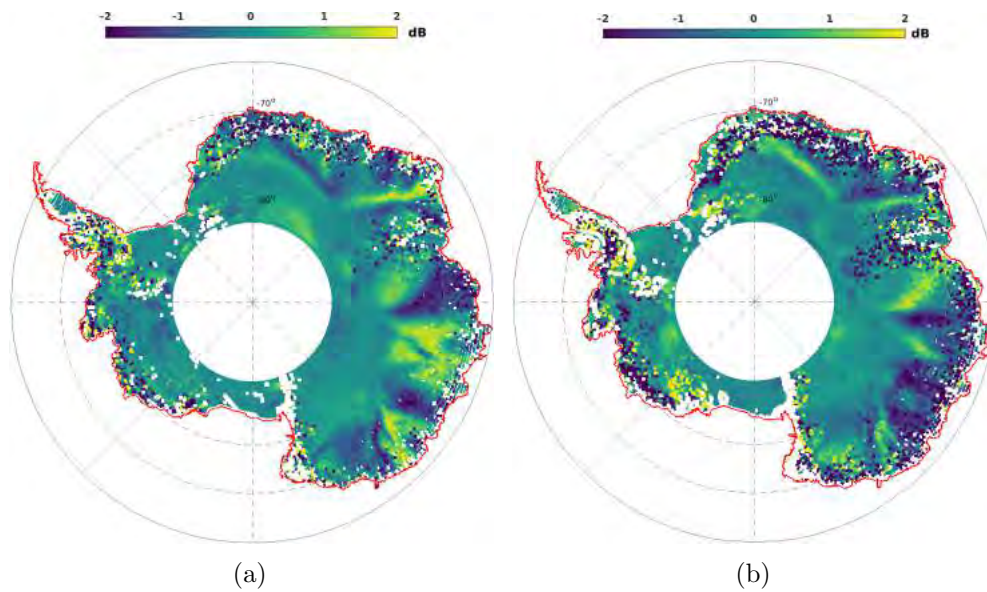


FIGURE 2.5 – Différences aux points de croisements des coefficients de rétrodiffusion de la bande Ku (a) et de la bande Ka (b).

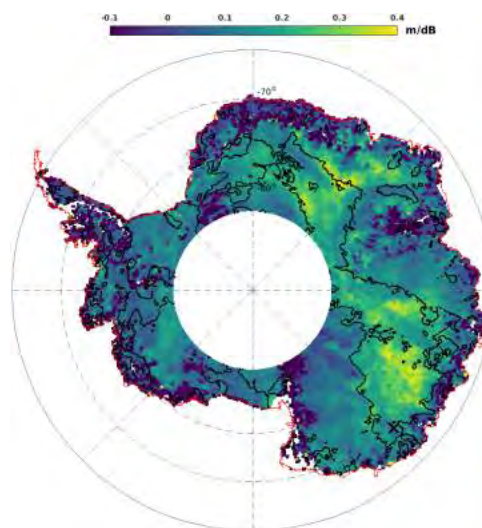


FIGURE 2.6 – Distribution spatiale de la variation du résidu de l'élévation de la surface par rapport au résidu du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku. Les contours noirs délimitent les régions de pic de diffusion en été et de pic de diffusion en hiver du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku (voir chapitre 3).

localisé seulement dans une certaine région de l'Antarctique. Les corrélations négatives entre les variations temporelles de l'élévation de la surface et le coefficient de rétrodiffusion observées dans certaines régions sont dues à la variation de l'écho de volume dans le signal total tandis que les corrélations positives dans les autres régions sont liées à la variation de l'écho de surface (Fig. 2.6). En effet, lorsque que le signal de volume est très important, ceci crée une distorsion de la forme d'onde en rallongeant la largeur du front de montée. Le rallongement du front de montée augmente le range en diminuant l'élévation de la surface. Son impact dépend des propriétés du manteau neigeux.

La pénétration de l'onde radar dans le manteau neigeux dépend donc de l'anisotropie de la surface et des variations liées aux propriétés du manteau neigeux. Dans le chapitre 3, nous allons tenter de comprendre la dynamique saisonnière de la pénétration de l'onde radar par rapport aux propriétés du manteaux neigeux.

2.3 Capteur passif : radiomètre micro-onde

La radiométrie est la mesure du rayonnement électromagnétique. Le radiomètre micro-onde mesure donc le rayonnement électromagnétique dans la gamme des micro-ondes. Le premier radiomètre micro-onde spatial fut lancé en 1962, il était embarqué à bord de Mariner 2 et était destiné à l'observation de la planète Venus. L'observation de la Terre a commencé en 1968 avec le lancement du satellite russe Cosmos 243, lequel avait embarqué à son bord quatre radiomètres micro-ondes. Les premières mesures radiométriques, sur des régions centrales de l'Antarctique, furent publiées en 1971 par des glaciologues soviétiques. Puis, à partir de 1972, le radiomètre ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer) fut embarqué sur les séries de satellites météorologiques Nimbus de la NASA. Ces capteurs se sont révélés très importants pour l'étude de la glace de mer et permirent pour la première fois de décrire leurs variations saisonnières (voir par exemple (Cavalieri and Parkinson (2008); Parkinson and Cavalieri (2012))). Depuis 1978, des radiomètres de mêmes caractéristiques sont systématiquement embarqués sur des satellites, ce qui fournit la plus longue série d'observation satellite à l'échelle globale des régions polaires. De plus, par la suite les mesures radiométriques ont permis d'extraire diverses propriétés géophysiques du manteau neigeux telles que les événements de fonte, la température de l'air, la stratification de la neige, la taille moyenne des grains de neige, l'accumulation de neige, la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère et le vent sur les océans.

2.3.1 Principe de la radiométrie

Un corps naturel émet un rayonnement électromagnétique dans toutes les longueurs d'onde du spectre électromagnétique. Le radiomètre micro-onde spatial permet donc de mesurer ce rayonnement depuis l'espace dans une fréquence, à un angle d'observation et une polarisation donnés. La quantité physique mesurée est la température de brillance (T_B), exprimée en Kelvin. En général, la température de brillance mesurée représente tout le rayonnement électromagnétique émis vers le capteur, intégré sur toutes les directions et pondéré par le diagramme d'antenne. Pour obtenir une mesure précise de la température de brillance, correspondant à celle de l'objet émetteur, il est important de tenir compte des effets liés aux émissions de l'atmosphère et de l'atténuation

de l'onde lors de la traversée de l'atmosphère. Heureusement, ces effets sont mesurables, on peut donc les corriger grâce aux mesures directes et aux modèles météorologiques. Les données radiométriques utilisées dans cette thèse ne sont pas corrigées des effets de l'atmosphère, puisque sur la calotte Antarctique on considère que ces effets sont très faibles donc négligeables.

2.3.2 Les radiomètres à visée verticale à bord de ENVISAT et SARAL

Les satellites ENVISAT et SARAL embarquent un radiomètre micro-onde bi-fréquence de 23.8 GHz (bande K) et 37 GHz (bande Ka). Ces radiomètres permettent de mesurer les contenus en vapeur d'eau et d'eau liquide en suspens dans l'atmosphère afin de corriger les effets de l'atmosphère sur le signal altimétrique, notamment sur les océans. Ces radiomètres sont à visée verticale et ont une empreinte au sol de 12 km dans la bande K et 8 km dans la bande Ka (Steunou et al., 2015b). Ils échantillonnent régulièrement le même point de la surface tous les 35 jours sur la trace au sol du satellite. En appliquant le traitement décrit dans la section 2.5.1 aux mesures brutes des radiomètres des deux missions, on obtient également un jeu de données homogènes et compatibles d'environ 1.9 millions de points de mesures sur la calotte polaire Antarctique. Nous disposons ainsi de 8 ans de données de température de brillance, de 2002 à 2010, pour les radiomètres micro-ondes d'ENVISAT et 3 ans de données, de 2013 à 2016, pour les radiomètres micro-ondes de SARAL.

2.3.3 Les radiomètres à angle d'incidence oblique

Les radiomètres micro-ondes, issus des missions météorologiques, utilisés dans cette thèse, SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) détiennent la plus longue série de mesures de température de brillance. Le radiomètre AMSR-E (Advance Microwave Scanning Radiometer, Earth Observation System), une nouvelle génération de radiomètre, fonctionne dans les basses fréquences. Contrairement aux radiomètres des missions altimétriques, ces missions radiomètres micro-ondes mesurent les températures de brillance à un angle d'incidence proche de 55° (angle de Brewster) en polarisation verticale et horizontale. Dans la suite de nos travaux, on s'intéressera notamment aux mesures dans la bande Ka.

2.3.3.1 SSM/I

Les capteurs Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) sont une série de radiomètres micro-ondes embarqués à bord des satellites DMSP (Defense Meteorological Satellites Program) depuis 1987. Depuis 1987, on compte 6 missions embarquant les radiomètres SSM/I référencées par F8, F10, F11, F13, F14 et F15. F15 est la dernière mission, embarquant le capteur SSM/I, lancée en décembre 1999. Depuis 2003, les capteurs SSM/I ont été remplacés par les capteurs SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder) à bord des satellites DMSP. Les satellites DMSP décrivent une orbite circulaire quasi polaire (son inclinaison est de 98.8°) et héliosynchrone. Avec un angle de balayage de 102.4° , soit une fauchée d'environ 1400 km de large, il permet donc une couverture quasi-globale des régions polaire en un jour. Avec une altitude moyenne de 833 km, le satellite met 102 minutes pour faire le tour complet de la Terre. Ainsi, chaque jour, il effectue en moyenne 14 révolutions complètes de la Terre, ce qui équivaut par exemple en

moyenne à 7 mesures par jour à Dôme C.

Le radiomètre SSM/I mesure, à un angle d'incidence de 53.1° , les températures de brillance micro-ondes (T_B) des surfaces continentales et de l'atmosphère à 19.35, 23.5, 37.0 et 85.5 GHz. Les quatre fréquences sont échantillonnées à la fois dans les polarisations horizontale et verticale, à l'exception de la fréquence 23.5 GHz qui est échantillonnée uniquement dans la polarisation verticale. La résolution spatiale de SSM/I dépend de la fréquence de l'onde radar (Tableau 2.2).

Les données de température de brillance exploitées dans cette thèse sont fournies par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC) sur une grille de $25 \times 25 \text{ km}^2$, de résolution temporelle journalière, c'est la somme des mesures des traces ascendantes et descendantes journalières, sur une période de 1978 à 2017. Ces données sont projetées sur une grille stéréographique polaire avec un plan sécant à l'ellipsoïde à 70° de latitude afin de minimiser les distorsions des hautes latitudes.

2.3.3.2 AMSR-E

Le radiomètre Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth observing system (AMSR-E), a été développé par l'agence spatiale japonaise (JAXA), et embarqué à bord de la plate-forme Aqua de l'agence spatiale américaine (NASA) lancé en 2002. Ce radiomètre a opéré dans 12 canaux, 6 fréquences (6.9, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5 et 89.0 GHz) en polarisations verticale et horizontale. Il a une altitude de 705 km et une fauchée large de 1445 km. AMSR-E a des caractéristiques orbitales proches de celles de SSM/I mais fonctionne à un angle d'incidence de 54.8° , supérieur à celui de SSM/I. AMSR-E n'a fonctionné que sur la période 2002 à 2011 à cause d'une panne instrumentale. Les données exploitées sont également distribuées par le NSIDC. Il s'agit du produit journalier qui est la moyenne des mesures des traces ascendantes et descendantes, sur une grille de $25 \times 25 \text{ km}^2$.

TABLEAU 2.2 – Caractéristiques des radiomètres SSM/I et AMSR-E. Les fréquences (GHz), les polarisations, les empreintes au sol à 3 dB de chaque fréquence et les résolutions spatiales des produits distribués par le NSIDC.

SSM/I				AMSR-E			
Fréquence (GHz)	Polarisation	Empreinte au sol (km \times km)	Résolution spatiale (km)	Fréquence (GHz)	Polarisation	Empreinte au sol (km \times km)	Résolution spatiale (km)
				6.9	V,H	74 \times 43	6, 12, 25
				10.7	V,H	51 \times 30	6, 12, 25
19.35	V,H	69 \times 43	25	18.7	V,H	27 \times 16	6, 12, 25
23.5	V	50 \times 40	25	23.8	V,H	31 \times 18	6, 12, 25
37	V,H	37 \times 28	25	36.5	V,H	14 \times 8	6, 12, 25
85.5	V,H	15 \times 13	12.5	89	V,H	6 \times 4	6, 12, 25

Il est important de noter que les données de températures de brillance des missions radiométriques sont distribuées sous un format à deux dimensions (grille stéréographique polaire à différentes résolutions spatiales) tandis que les données altimétriques sont suivant les traces (donc brutes à une dimension). Afin de comparer les données des missions altimétriques et radiométriques il est judicieux de projeter les mesures altimétriques sur une grille stéréographique polaire de résolution spatiale de 25 km.

2.4 Conclusion

La mission SARAL/AltiKa offre pour la première fois, des mesures simultanées d'altimètre et de radiomètre dans la bande Ka. La synergie de ces capteurs devrait apporter de nouvelles et intéressantes informations sur la dynamique des calottes polaires. Nous nous attellerons, dans le chapitre 4, à l'analyse des apports des altimètres et radiomètres micro-ondes de la fréquence 37 GHz. Cette étude se focalisera essentiellement sur les mesures altimétriques d'AltiKa et radiométriques de SSM/I car la période de mesures de AMSR-E limite sa comparaison uniquement qu'aux mesures altimétriques d'ENVISAT.

Chapitre 3

Etude des coefficients de rétrodiffusion mesurés par les altimètres ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa

Sommaire

3.1	Introduction	31
3.2	Distributions spatiales du coefficient de rétrodiffusion moyen des bandes S, Ku et Ka	33
3.3	Variations saisonnières des coefficients de rétrodiffusion mesurés par les altimètres radars	34
3.3.1	Caractéristiques saisonnières du coefficient de rétrodiffusion	35
3.3.2	Analyse de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion en fonction des propriétés du manteau neigeux	38
3.3.3	Cycle saisonnier de l'écho de volume	39
3.3.4	Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande S	40
3.3.5	Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka	41
3.3.6	Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku	41
3.3.7	Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétro- diffusion en fonction de la température	43
3.4	Tendances pluri-annuelles du coefficient de rétrodiffusion des bandes S, Ku et Ka en Antarctique	44
3.5	Discussion	45
3.6	Conclusion et Perspective	46

3.1 Introduction

L'altimètre radar est l'un des moyens le plus pertinent pour estimer la topographie et les variations du bilan de volume des calottes polaires. De plus, la pénétration de l'onde radar

altimétrique dans le manteau neigeux fait de ce capteur l'un des plus prometteur pour l'étude des propriétés de la neige de proche surface. La dépendance du signal altimétrique aux propriétés du manteau neigeux entraîne une sensibilité différente selon la longueur d'onde radar et fournit de nouvelles et intéressantes informations. Le signal altimétrique mesuré, aussi appelé forme d'onde altimétrique, est traité par une procédure dite "retracking" pour extraire ses différentes caractéristiques, notamment en ce qui concerne l'algorithme ICE-2 : le range (m), distance satellite-surface, à partir duquel on estime d'une manière indirecte l'élévation de la surface la largeur du front de montée (LeW, m), la pente du flanc descendant et le coefficient de rétrodiffusion (σ^0 , dB) qui représente la puissance du signal réfléchi par le milieu dans la direction du satellite. Parmi ces différents paramètres de la forme d'onde, le range ou l'élévation de la surface est le plus utilisé et le plus étudié pour estimer et suivre l'évolution de la topographie et les variations du bilan de volume des calottes polaires, qui sont les principales inconnues pour le suivi de l'évolution future du niveau des océans. Le constat est qu'il existe une multitude d'études sur les variations saisonnières de l'élévation de la surface mais très peu existent sur les variations saisonnières des autres paramètres de la forme d'onde notamment sur le coefficient de rétrodiffusion.

Quoique l'interaction de l'onde radar avec la neige permet d'extraire des informations de la surface (rugosité et densité de surface) et éventuellement de la subsurface du manteau neigeux (taille des grains de neige et stratification) (Lacroix et al., 2008a), il subsiste un problème de taille lié à la pénétration de l'onde radar. En effet, la pénétration de l'onde radar dans le manteau neigeux (Ridley and Partington, 1988) induit un biais négatif dans l'estimation de l'élévation de la surface puisque la surface du milieu est détectée par le satellite comme étant située beaucoup plus bas. Cette erreur due à la pénétration de l'onde radar dans le manteau neigeux a un impact significatif sur la précision de la topographie et des variations du bilan de volume des calottes polaires. Elle peut être, dans la bande Ku, d'un ordre de grandeur de 3 m selon Ridley and Partington (1988), de 1 m selon Yi and Bentley (1994) et de quelques dizaines de centimètres selon Rémy and Parouty (2009), ce qui est très élevée par rapport à la précision requise pour le suivi du bilan de volume des calottes polaires (Legrésy and Rémy, 1998). L'erreur de pénétration est à l'heure actuelle la plus complexe et la plus difficile à corriger. Plusieurs efforts ont été réalisés pour corriger le signal radar des effets de la pénétration en élaborant différents types d'algorithmes de retracking de plus en plus élaborés (Arthern et al. (2001); Brenner et al. (2007)). Jusqu'à présent, aucune de ces techniques de retracking de la forme d'onde altimétrique ne permet de palier ou de corriger efficacement le problème de la pénétration. Cependant, des procédures empiriques utilisant le coefficient de rétrodiffusion et/ou les autres paramètres de la forme d'onde (LeW et TeS) ont été développées pour minimiser les effets des variations temporelles de la pénétration sur les variations de l'élévation de la surface. Ces procédures sont basées sur l'hypothèse selon laquelle toute variation temporelle de la forme d'onde sur des échelles de temps annuelles et inter-annuelles peut être attribuée au changement des propriétés de la neige. La profondeur de pénétration de l'onde radar dans la neige varie considérablement en fonction des propriétés de la neige (densité, température, taille des grains, stratification) qui contrôlent les variabilités spatio-temporelles des coefficients de rétrodiffusion. Ainsi, une amélioration des procédures de correction des effets de la pénétration passe avant tout par une meilleure compréhension et

analyse du coefficient de rétrodiffusion à l'échelle des calottes polaires.

La problématique de ce chapitre est d'étudier les variations du coefficient de rétrodiffusion à l'échelle de l'Antarctique et ceci à trois bandes de fréquences S, Ku et Ka, et ensuite associer les variations saisonnières du coefficient de rétrodiffusion aux propriétés géophysiques du manteau neigeux.

Pour la première fois, nous disposons un jeu de données de coefficient de rétrodiffusion dans trois fréquences radar sur une même orbite répétitive de 35 jours. Ces données avaient été moyennées tous les 1 km sur la trace nominale d'ENVISAT, soit 1.9 millions de points de mesures sur la calotte polaires, pour les rendre homogènes et compatibles avant toutes estimations des caractéristiques saisonnières. Ces fréquences sont : la bande S (3.2 GHz, longueur d'onde 94 mm), la bande Ku (13.6 GHz, longueur d'onde 22 mm) et la bande Ka (37 GHz, longueur d'onde 8 mm). Les deux premières, c'est-à-dire les bandes S et Ku, avaient été embarquées à bord de ENVISAT sur des périodes de 2002 à 2007 pour la bande S et de 2002 à 2010 pour la bande Ku, la fin de la mission répétitive d'ENVISAT. La bande Ka, est, quant à elle, embarquée à bord de SARAL/AltiKa depuis le 25 février 2013 jusqu'alors. On dispose en moyenne des séries temporelles de 5 ans (environ 55 cycles, un cycle dure 35 jours) dans la bande S, de 8 ans dans la bande Ku (environ 84 cycles) et de 3 ans dans la bande Ka (environ 32 cycles).

Pour visualiser les données "along track" à l'échelle du continent Antarctique sur une carte à grille régulière (c'est à dire tous les pixels de la carte ont la même taille), on opte pour une approche basique qui consiste à moyenner toutes les données situées à l'intérieur de chaque pixel et ensuite à pondérer par une fonction gaussienne cette moyenne par l'inverse de la distance des données des pixels avoisinants. Cette approche à l'avantage d'interpoler des données dans les pixels 'vides' tout en conservant les données telles quelles dans les pixels 'non vides'. Ce traitement permet de produire des cartes homogènes comme celles de ce manuscrit.

Avant de répondre à la principale problématique de ce chapitre (voir section 3.3), on estime judicieux d'analyser d'abord le comportement de la moyenne du coefficient de rétrodiffusion de ces trois fréquences afin de s'enquérir les effets de la différence de fréquence, du déphasage temporel entre les missions ENVISAT/RA-2 (2002-2010) et SARAL/AltiKa (2013-2016) et la taille des séries temporelles sur la significativité physique de cette étude comparative. On s'intéressera ensuite aux analyses des amplitudes et phases saisonnières du coefficient de rétrodiffusion des trois bandes. Dans la section 3.4, on abordera les variations spatiales des tendances temporelles du coefficient de rétrodiffusion des trois fréquences sur la calotte polaire Antarctique.

3.2 Distributions spatiales du coefficient de rétrodiffusion moyen des bandes S, Ku et Ka

Sur la figure B.1, on remarque une forte cohérence spatiale entre les moyennes du coefficient de rétrodiffusion des trois bandes. Le coefficient de rétrodiffusion moyen est plus élevé sur le

plateau Antarctique (plus plat et de faible pente) que dans les régions côtières et de fortes pentes. En raison de sa grande longueur d'onde et sa large empreinte au sol, en d'autres mots un fort gain d'antenne, la bande S semble moins sensible aux effets de la pente comparée aux bandes Ku et Ka. Ceci explique en partie pourquoi le coefficient de rétrodiffusion moyen est en général plus fort dans la bande S que dans les bandes Ku et Ka notamment dans les zones pentues et régions côtières. Globalement, les plus fortes moyennes (~ 15 dB) du coefficient de rétrodiffusion se localisent dans la région de Dronning Maud Land à l'est de l'Antarctique, dans la région de Mary Byrd Land dans la partie Ouest Antarctique et dans quelques régions à l'intérieur du continent (Terre d'Adélie et une zone proche du Lac Vostok). Les plus basses moyennes (~ -5 dB) se retrouvent à Dôme Siple à l'ouest du continent et à Wilkes Land à l'est du continent (voir chap 1, Fig. 1.1 pour les noms des stations). Il y a donc environ un facteur de 100 entre le minimum et le maximum du coefficient de rétrodiffusion moyen.

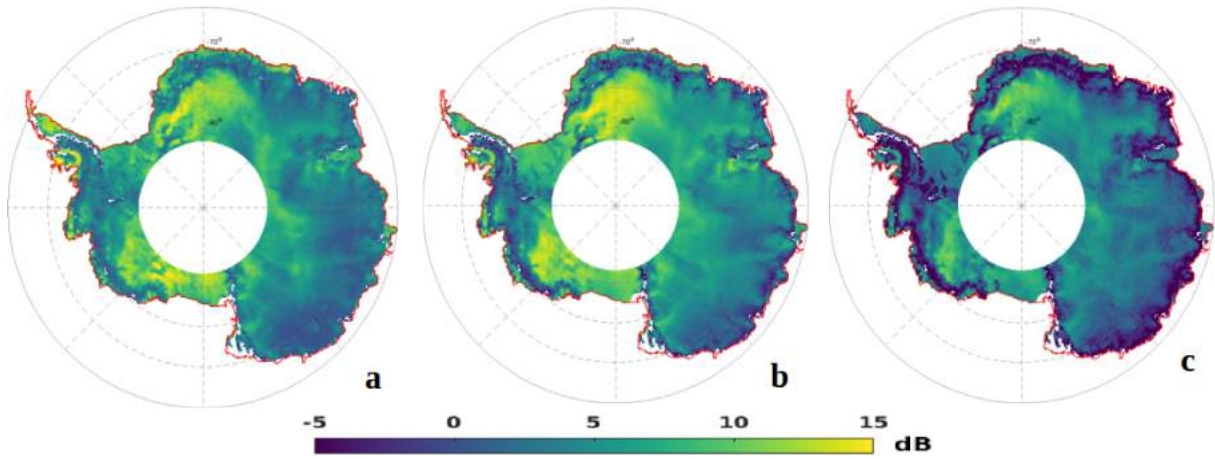


FIGURE 3.1 – Distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (c). Les valeurs sont en dB.

Le coefficient de corrélation linéaire entre les moyennes du coefficient de rétrodiffusion des bandes S et Ku est de 0.84 soit 70 % des variances expliquées, des bandes Ku et Ka est de 0.83 soit 69 % des variances expliquées et des bandes S et Ka est de 0.68 soit 46 % des variances expliquées. On note que les coefficients de corrélation spatiale des bandes Ku et S et des bandes Ku et Ka sont équivalents et supérieurs à 0.80. Ceci suggère que la bande Ku partage autant de caractéristiques avec la bande S qu'avec la bande Ka. De plus, l'analyse en composante principale (ACP) du coefficient de rétrodiffusion moyen montre que les trois bandes ont 85 % du signal en commun. Ainsi, les distributions spatiales du coefficient de rétrodiffusion moyen observées dans les bandes S, Ku et Ka pourraient être expliquées par les mêmes processus physiques. Les résultats de la section 3.3 confirmeront ce comportement particulier du signal de rétrodiffusion de la bande Ku sur le continent Antarctique.

3.3 Variations saisonnières des coefficients de rétrodiffusion mesurés par les altimètres radars

A notre connaissance, il existe très peu d'études consacrées à l'analyse et comparaison des caractéristiques saisonnières des paramètres de la forme d'onde altimétrique (coefficient de

rétrodiffusion (σ^0), largeur du front de montée (Lew) et le flanc de descendant (TeS)) de plusieurs fréquences à l'échelle de l'Antarctique. Lacroix et al. (2008a) ont étudié les caractéristiques du signal saisonnier de la forme d'onde des bandes S et Ku. Les auteurs ont démontré que la synergie entre ces deux capteurs permettaient d'améliorer la compréhension de la physique de la mesure des altimètres radars et d'extraire différentes propriétés du manteau neigeux. L'objectif de cette étude est d'analyser et de comparer, pour la première fois, les variations spatio-temporelles du coefficient de rétrodiffusion de trois fréquences radar : S, Ku et Ka. Sur le continent Antarctique, nous avons constaté que le comportement du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion est différent selon la fréquence radar et les régions. Afin de comprendre et d'expliquer le comportement contrasté de l'évolution saisonnière du coefficient de rétrodiffusion observée entre les fréquences et régions, nous avons modélisé les effets des variations saisonnières des propriétés du manteau neigeux (densité de la neige de surface, température de la neige et taille des grains de neige) sur le coefficient de rétrodiffusion. Les résultats des variations saisonnières du coefficient de rétrodiffusion et de l'étude de sensibilité aux propriétés de la neige sont présentés dans les sections 3.3.1 et 3.3.2. Le lien entre les cycles de variations saisonnières des propriétés du manteau neigeux et le coefficient de rétrodiffusion des différentes fréquences radar est abordé dans les sections 3.3.3 à 3.3.6. La section 3.3.7 explore la sensibilité en fonction de la température à l'échelle globale. L'analyse des amplitudes et phases saisonnières du coefficient de rétrodiffusion des trois bandes S, Ku et Ka à l'échelle du continent Antarctique présentée dans la section 3.3 a fait l'objet d'un article intitulé "Seasonal variations of the backscattering coefficient measured by radar altimeters over the Antarctic Ice Sheet" publié dans le journal *The Cryosphere* (voir Annexe A).

3.3.1 Caractéristiques saisonnières du coefficient de rétrodiffusion

Les séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion des trois bandes S, Ku et Ka rendent compte d'un cycle annuel comme on peut le voir sur la figure 3.2. Afin d'extraire les caractéristiques saisonnières du coefficient de rétrodiffusion, on ajuste une fonction sinusoïdale à la série temporelle. On utilise la méthode de minimisation des erreurs quadratiques (OLS) pour trouver le meilleur ajustement entre les données et cette fonction sinusoïdale. On détermine ainsi l'amplitude et la phase du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion. A partir de la phase saisonnière, on déduit la date à laquelle le signal saisonnier atteint son maximum dans un cycle annuel. Cette date du maximum sera appelée "pic de rétrodiffusion" dans la suite de ce manuscrit.

En appliquant cette méthode aux séries temporelles des 1.9 millions points de mesures altimétriques qui couvrent la calotte polaire Antarctique, on obtient les résultats des cartes du pic de rétrodiffusion et d'amplitude saisonnière du coefficient de rétrodiffusion des bandes S, Ku et Ka des figures 3.5 et 3.6.

Les cartes des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) montrent que l'ajustement des séries temporelles est meilleur à l'intérieur du continent que dans les régions côtières (Fig. 3.3). La valeur du RMSE varie entre 0 et 2 dB, les fortes valeurs sont localisées principalement sur les bordures, dans les régions côtières et zones pentues. A l'intérieur du continent le RMSE est en général inférieur à 1 dB. En effet, les séries temporelles ne décrivent pas de parfaites sinusoïdes,

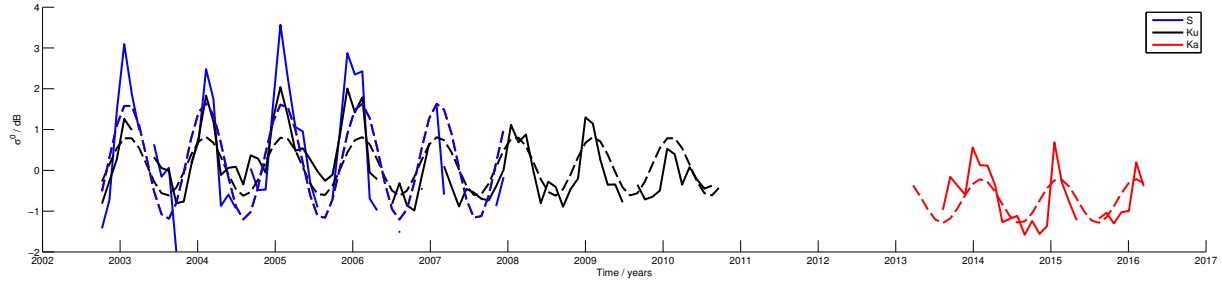


FIGURE 3.2 – Séries temporelles des coefficients de rétrodiffusion des bandes S (bleu), Ku (noir) et Ka (rouge) à la position (69.468°S, 134.28°E). Les lignes pointillées représentent les meilleurs ajustements des séries temporelles avec une fonction sinusoïdale. Les séries temporelles rendent compte d’un cycle annuel bien défini.

elles ont des crêtes pointues et des creux évasés. La distribution spatiale des valeurs du RMSE pourrait être expliquée en partie par les fortes variabilités du signal dans ces régions à cause de la fonte (Picard and Fily, 2006). On constate également que la valeur du RMSE dépend de la taille des séries temporelles, elle est nettement inférieure dans la bande Ku (84 cycles) que dans les bandes S (55 cycles) et Ka (32 cycles). Dans l’ensemble les résultats de l’ajustement sont suffisants pour notre étude qui est portée sur la dynamique de l’intérieur du continent Antarctique.

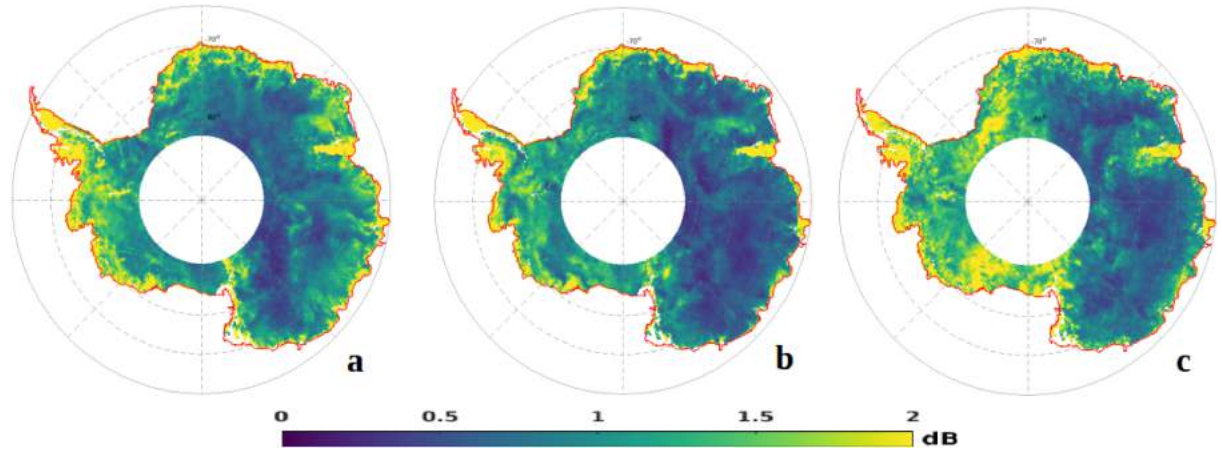


FIGURE 3.3 – Distribution spatiale des erreurs quadratiques moyennes de l’ajustement des séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion par une fonction sinusoïdale dans les bandes S (a), Ku (b) et Ka (c).

Les histogrammes du pic de rétrodiffusion (Fig. 3.4) montrent une distribution bimodale du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku en Antarctique avec un pic de rétrodiffusion en début d’année (entre janvier et avril) et un autre pic de rétrodiffusion entre juin et septembre. Dans les bandes S et Ka, cette distribution est plutôt uniforme à l’échelle de l’Antarctique avec globalement un pic de rétrodiffusion en début d’année pour la bande S et un pic de rétrodiffusion en milieu d’année pour la bande Ka. A partir de l’histogramme du pic de rétrodiffusion de la bande Ku, on définit la période dite “été austral” de janvier à mi-avril (jours Juliens 1 à 100) et la période dite “hiver” de juin à septembre (jours Juliens 175 à 275). C’est cette terminologie qui sera retenue le long de ce manuscrit. Sur la Figure 3.5, on remarque tout d’abord que la distribution spatiale du pic de rétrodiffusion est différente selon la fréquence radar. On remarque ensuite que la cartographie de ce pic de rétrodiffusion de la bande Ku est très

particulière par rapport à celles des bandes S et Ka. Elle présente une délimitation géographique marquée entre les régions de pic de rétrodiffusion en été et de pic de rétrodiffusion en hiver. Le magenta représente les régions de pic de rétrodiffusion en été. Ces régions couvrent notamment la partie centrale de l'Antarctique de l'Est et les plateformes de Ross et Ronne Filchner. Elles s'étendent globalement de Wilkes Land jusqu'à Dronning Maud Land (DML) et englobent les dômes et les zones d'altitude supérieure à 3000 m. Au contraire, les régions apparaissant en bleu-vert sont caractéristiques du pic de rétrodiffusion en hiver et couvrent les zones d'altitude inférieure à 3000 m. Les régions de pic de rétrodiffusion en été et de pic de rétrodiffusion en hiver représentent respectivement 66 % et 11 % des observations de la calotte polaire Antarctique dans la bande S, 42 % et 45 % dans la bande Ku, et 50 % et 14 % dans la bande Ka.

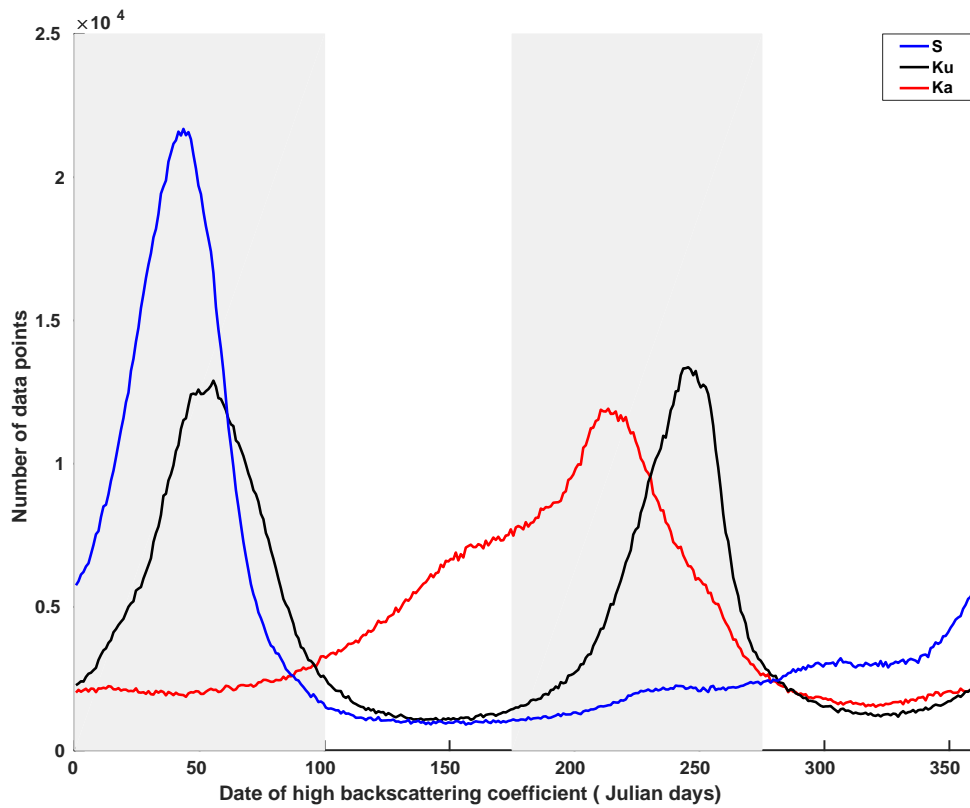


FIGURE 3.4 – Histogrammes des “pics de rétrodiffusion” des bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). Les bandes grises représentent les périodes d’été (janvier à mi-avril) et hiver (juin à septembre).

La distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion des bandes S et Ka (Fig. 3.6, a et c) présente les mêmes délimitations géographiques que celle du pic de rétrodiffusion de la bande Ku. Cette amplitude varie entre 0 et 2 dB dans les trois bandes. L’amplitude saisonnière du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku est uniformément répartie à l’échelle du continent avec de fortes amplitudes dans les régions de pic de rétrodiffusion en été comme dans les régions de pic de rétrodiffusion en hiver. Dans la bande S, les fortes amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion s’observent dans les régions de pic de rétrodiffusion en été de la bande Ku et les faibles amplitudes dans le reste du continent. Inversement, les fortes amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka s’observent dans les régions de pic de rétrodiffusion en hiver de la bande Ku et les faibles amplitudes dans le reste du

continent. Les distributions spatiales d'amplitude saisonnière du coefficient de rétrodiffusion des bandes S et Ka sont donc visuellement anti-corrélées. L'interprétation de cette anti-corrélation spatiale entre les amplitudes saisonnières des bandes S et Ka sera amplement développée dans le chapitre 4.

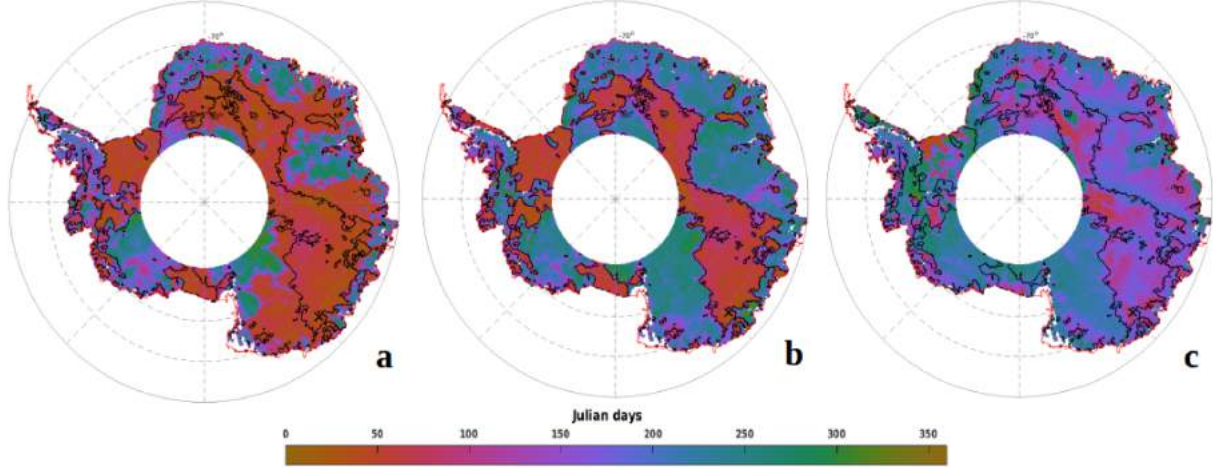


FIGURE 3.5 – Distribution spatiale des “pics de rétrodiffusion” des bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). La croix en noir indique la position des séries temporelles de la figure 3.2. Les contours noirs représentent les délimitations entre les régions de pic de rétrodiffusion en été et en hiver. Les zones blanches indiquent les zones où aucune observation n’est disponible (limite latitudinale des satellites 81.5 °S). Les valeurs sont en jours Julien.

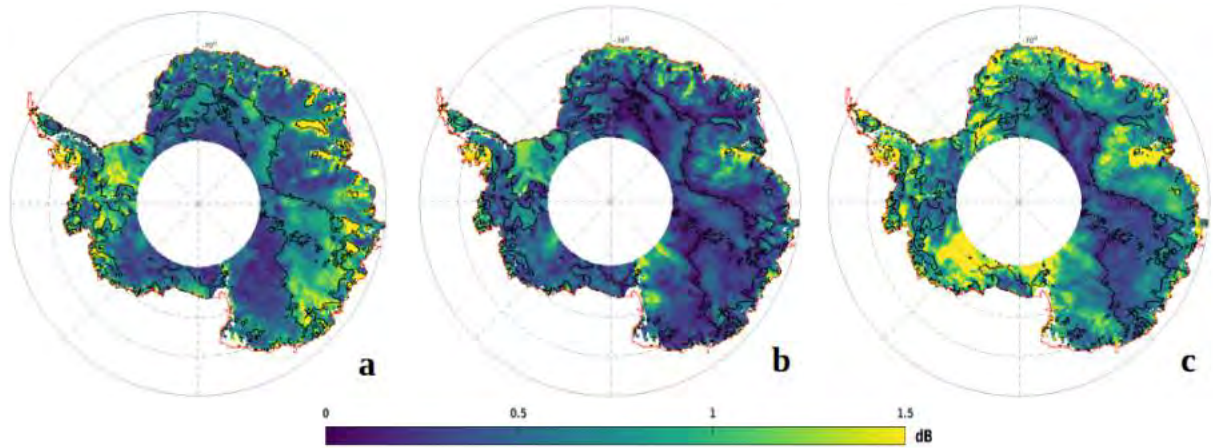


FIGURE 3.6 – Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion des bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). Les valeurs sont en dB.

3.3.2 Analyse de la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion en fonction des propriétés du manteau neigeux

D’une manière générale, le modèle électromagnétique de rétrodiffusion radar est la somme de deux composantes : la composante de surface (dit écho de surface) et la composante de volume (dit écho de volume). L’écho de surface résulte des interactions de l’onde radar avec la surface de la neige (c’est-à-dire interactions air-neige) tandis que l’écho de volume résulte des interactions de l’onde radar avec les diffuseurs du manteau neigeux (c’est-à-dire interaction neige-neige).

La physique derrière ces deux composantes a déjà été étudiée par Lacroix et al. (2008a). Les équations des composantes du modèle et les profils verticaux des propriétés du manteau neigeux sont détaillées dans Adodo et al. (2018) dans l'annexe A.

L'écho de surface radar dépend de la rugosité de surface et de la constante diélectrique de surface du milieu. L'échelle de rugosité de surface qui affecte le signal altimétrique radar est à l'échelle de la longueur d'onde radar (Ulaby et al., 1982). Étant donné le peu d'information dont on dispose sur la rugosité de surface en Antarctique et les domaines de validité restreint des modèles de diffusion de surface, il est difficile d'étudier les variations de l'écho de surface des bandes S, Ku et Ka avec un même modèle de surface. Connaissant approximativement les autres propriétés du manteau neigeux, l'écho de volume est relativement bien modélisé. On choisit de n'explorer que la sensibilité de l'écho de volume des bandes S, Ku et Ka en fonction de la densité de surface de la neige, la température effective de la neige et la taille des grains de neige.

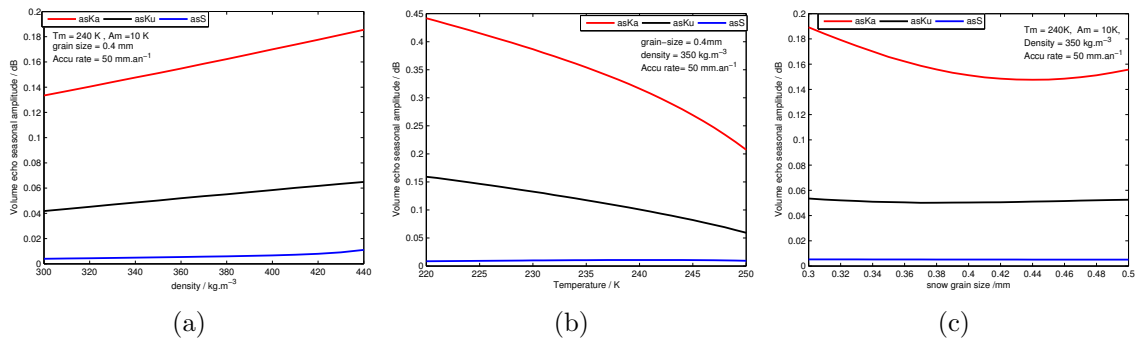


FIGURE 3.7 – (a) Effets de la densité de surface, (b) de la température de la neige et (c) de la longueur de corrélation des grains de neige sur l'écho de volume pour les bandes S (bleu), Ku (noir) et Ka (rouge).

Les simulations (Fig. 3.7) montrent qu'en général les variations de l'écho de volume en fonction des propriétés du manteau neigeux sont plus importantes dans les hautes fréquences (bande Ka) que dans les basses fréquences (bande S). Les variations de l'écho de volume augmentent avec la densité dans les trois bandes et diminuent avec l'augmentation de la température et de la taille des grains de neige. On remarque aussi que les variations de l'écho de volume sont plus importantes avec la température qu'avec la densité et la taille des grains de neige. La diminution de l'écho de volume avec la température et la taille des grains de neige peut s'expliquer par l'augmentation de l'extinction du milieu en fonction de ces paramètres. Ainsi, l'augmentation de l'écho de volume avec la fréquence et la densité s'explique par l'augmentation de la diffusion du milieu en fonction de ces paramètres.

3.3.3 Cycle saisonnier de l'écho de volume

Les variations temporelles de l'élévation de la surface et du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku sont anti-corrélées dans les régions de pic de rétrodiffusion en hiver et corrélées dans les régions de pic de rétrodiffusion en été (voir Fig. 2.6). L'anti-corrélation entre les variations de l'élévation de la surface et le coefficient de rétrodiffusion s'explique par un important signal émanant de la subsurface du manteau neigeux (Armitage et al., 2014). Ce résultat suggère donc que l'écho de volume est plus important en hiver. Les principales propriétés connues du manteau neigeux qui affectent l'écho de volume sont la densité, la température et la taille des grains. Pour

expliquer le cycle saisonnier de l'écho de volume, le cycle de densité peut être d'ors et déjà écarté pour la raison qu'elle crée une augmentation des échos de surface (environ 2 dB pour des densités variant de 350 à 450 kg m⁻³) et de volume (comme le montre les simulations de la figure 3.7a) quelque soit la fréquence radar, il ne reste donc que les cycles de température et de taille de grains. Les simulations de la figure 3.7 (b et c) montrent que la température et la taille des grains de neige ont une grande influence sur l'écho de volume des bandes Ka et Ku. Comme la température contrôle le métamorphisme des grains de neige et la profondeur de pénétration de l'onde radar, les variations de l'écho de volume seraient principalement contrôlées par la température de la neige. Le déphasage temporel d'environ 40 jours (Fig. 3.4) entre le pic de rétrodiffusion de la bande Ka et le pic de rétrodiffusion en hiver de la bande Ku corrobore cette hypothèse. Ce déphasage est lié au temps de propagation de l'onde de température vers l'intérieur du manteau neigeux, résultat de la différence de pénétration de la bande Ku (environ 10 m) et de la bande Ka (inférieur à 1 m).

3.3.4 Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande S

Les simulations montrent que les variations de l'écho de volume ne peuvent pas expliquer les variations saisonnières du coefficient de rétrodiffusion observées dans la bande S, et ce pour deux raisons principales :

- i) Une augmentation de la densité de surface crée une augmentation de l'écho de volume dans les trois fréquences (Fig. 3.7a), ce qui ne peut pas expliquer les différents pics de rétrodiffusion observés dans les trois bandes sur la calotte polaire Antarctique (Fig. 3.4).
- ii) L'écho de volume de la bande S n'est pas sensible aux variations de la température et de la taille de grains de neige. Mais les échos de volume des bandes Ku et Ka sont affectés par ces paramètres.

Comme le coefficient de rétrodiffusion est la somme des échos de surface et de volume et que les variations de l'écho de volume sont quasi constantes dans la bande S, les variations du coefficient de rétrodiffusion de la bande S ne peuvent donc être expliquées que par les variations de l'écho de surface. Ce qui implique que la densité et/ou la rugosité de surface sont les propriétés du manteau neigeux qui dominent le cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande S. Les effets de la densité et la rugosité de surface se doivent donc d'être maximums en été, c'est-à-dire densité maximale ou rugosité minimale et vice versa, pour expliquer les dates du maximum du coefficient de rétrodiffusion observées dans la bande S. Une augmentation de la densité crée une augmentation simultanée des échos de surface et de volume dans les trois fréquences, ce constat exclut l'idée que le cycle de densité seul explique les différents cycles du coefficient de rétrodiffusion observés. Il est donc probable que les variations du coefficient de rétrodiffusion de la bande S, principalement dominées par l'écho de surface, proviennent du cycle saisonnier de la rugosité de surface de la neige. Dans la bande S, la surface apparaîtrait donc relativement moins rugueuse en été et plus rugueuse en hiver suite à l'accélération de la vitesse du vent dans les zones d'accumulation de neige pendant cette période. Néanmoins, nous n'avons pas de preuve claire et cohérente d'une saisonnalité généralisée de la rugosité de surface pour valider cette information. Aussi, dans cette étude il est difficile d'affirmer qu'il n'y a pas l'effet de la densité dans le cycle saisonnier de l'écho de surface de la bande S pour les raisons suivantes :

a) la relation entre la rugosité et la densité de la neige de surface est complexe car les deux variables sont interdépendantes. Plus la surface de la neige est dense, plus l'effet de la rugosité de surface est important sur le signal de rétrodiffusion. Cette amplification est liée à l'augmentation de la discontinuité diélectrique effective avec la densité (Fung, 1994).

b) les propriétés de la neige de surface évoluent rapidement avec les processus du vent.

c) la rugosité de surface de la neige est un paramètre encore mal connu, en particulier sa variabilité saisonnière.

3.3.5 Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka

A l'échelle de l'Antarctique, le pic de rétrodiffusion est en été dans la bande S tandis qu'il est en hiver dans la bande Ka. Comme les variations du coefficient de rétrodiffusion de la bande S sont dominées par l'écho de surface qui lui-même est contrôlé par la densité et la rugosité de surface, on estime que les variations saisonnières du coefficient de rétrodiffusion observées dans la bande Ka sont dominées par l'écho de volume. Ce qui explique les maxima du coefficient de rétrodiffusion observés en hiver dans la bande Ka. Le cycle de température est le meilleur candidat pour expliquer les variations saisonnières du coefficient de rétrodiffusion observées dans la bande Ka en Antarctique.

3.3.6 Cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku

La distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku montrent deux pics de rétrodiffusion opposés à l'échelle de l'Antarctique, un pic de rétrodiffusion en été comme la bande S et un pic de rétrodiffusion en hiver comme la bande Ka. La longueur d'onde de la bande Ku étant comprise entre celles des bandes S et Ka, suggère que le signal de rétrodiffusion serait sensible aux mêmes paramètres que la bande Ka dans certaines régions et aux mêmes paramètres que la bande S dans les autres régions. Ainsi, les variations du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku seraient dominées par les variations de l'écho de volume, notamment la température dans les régions de pics de rétrodiffusion en hiver et par les variations de l'écho de surface (densité et rugosité de surface) dans les régions de pics de rétrodiffusion en été. Pour valider cette hypothèse nous avons utilisé des données externes afin de comprendre et déterminer les processus de ce comportement contrasté du signal du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku.

Tout d'abord, en superposant la délimitation entre les régions de pics de rétrodiffusion en été et en hiver de la bande Ku sur une carte mosaïque Radarsat (Fig. 3.8a), on remarque que les régions de pics de rétrodiffusion en hiver coïncident avec les régions de fortes aspérités et ondulations de surfaces, où des mégadunes (Frezzotti et al., 2002) et des surfaces polies et vitrées ou "wind-glazed surfaces" (Scambos et al., 2012) ont été observées. Les autres régions (intérieur des contours) correspondant aux régions de pics de rétrodiffusion en été ne présentent ni de mégadunes ni de surfaces polies et vitrées. En effet, les régions de mégadunes se caractérisent généralement par une pente régionale plus forte que la moyenne et la présence de vents catabatiques persistants (Frezzotti et al., 2002). Les surfaces polies et vitrées ont été formées par des vents catabatiques

persistants dans les régions de mégadunes (Scambos et al., 2012). Il s'ensuit donc qu'il existe un lien entre le vent et le coefficient de rétrodiffusion. Pour ce faire, nous avons extrait les données de réanalyse ERA-Interim de vitesse de vent fournies par le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) sur la période de 2002 à 2010, correspondant à celle du fonctionnement du capteur de la bande Ku. Comme pour les coefficients de rétrodiffusion, on a ajusté une fonction sinusoïdale sur les séries temporelles pour déterminer l'amplitude et la phase du signal saisonnier.

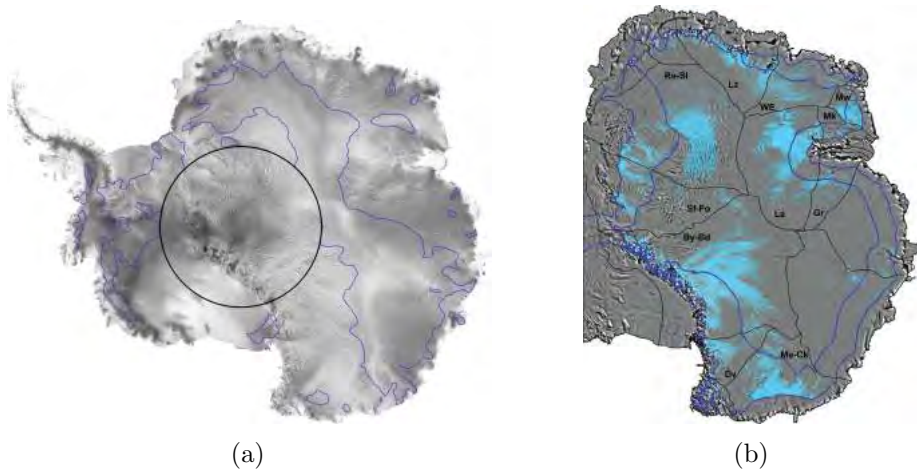


FIGURE 3.8 – Carte Radarsat avec délimitation des régions des différents pics de rétrodiffusion de la bande Ku (à gauche) et répartition spatiale des régions de “wind-glazed surfaces” tirée de Scambos et al. (2012)(à droite) .

L'inspection visuelle de la distribution spatiale de l'amplitude saisonnière de la vitesse du vent (Fig. 3.9) montre une forte cohérence spatiale avec celle du pic de rétrodiffusion de la bande Ku (Fig. 3.5b). On remarque que l'amplitude saisonnière de la vitesse du vent est plus forte dans les régions de pics de rétrodiffusion en hiver ($1.7 \pm 0.4 \text{ ms}^{-1}$) que dans les régions de pics de rétrodiffusion en été ($1.0 \pm 0.3 \text{ ms}^{-1}$) de la bande Ku. Il est donc évident que la vitesse du vent joue un rôle important dans la répartition spatiale du pic de rétrodiffusion de la bande Ku. Bien que les effets du vent sur le manteau neigeux soient nombreux et complexes, on propose un mécanisme probable du vent qui expliquerait le comportement contrasté du signal de rétrodiffusion de la bande Ku observé en Antarctique.

En général, les processus du vent définissent les propriétés de la neige de surface car ils contrôlent la redistribution de la neige à la surface du manteau. Les vents forts et persistants renforcent et accélèrent l'érosion et le transport de la neige. La neige précipitée ou déposée par le vent, qui pourrait temporairement s'accumuler, est ainsi complètement balayée dans les régions de vents persistants laissant place à une surface totalement polie et vitrée (Lenaerts et al. (2012); Scambos et al. (2012)). Ces régions de vents forts et persistants ne connaissent presque plus d'accumulation de neige, ce qui se traduit par un cycle annuel de l'élévation de la surface quasi nul. Ceci explique pourquoi dans les régions de mégadunes où existent des vents forts et persistants, les variations saisonnières du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku sont dominées par celles de l'écho de volume. Toutefois, il faut garder à l'esprit que l'écho de surface n'est pas négligeable et doit être pris en compte dans le signal total. Par exemple, la présence des surfaces polies et vitrées dans les régions de mégadunes peut créer un important écho de surface

et comme ces surfaces polies sont permanentes (pas d'accumulation de neige toute l'année), il ne peut tout simplement pas décrire un cycle saisonnier.

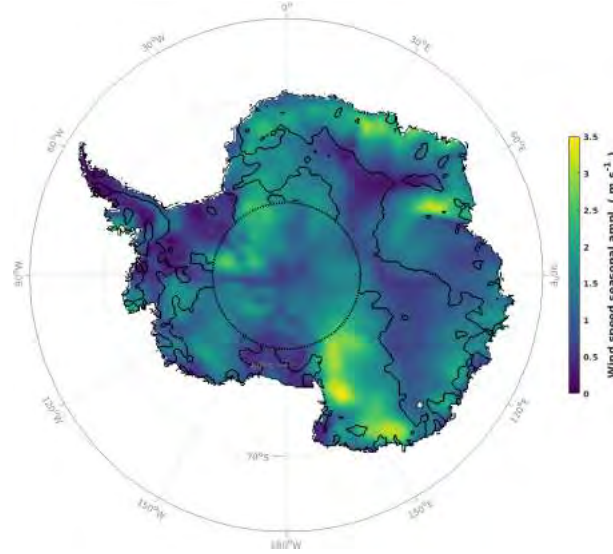


FIGURE 3.9 – Distribution spatiale de l'amplitude saisonnière de la vitesse du vent. Les données sont extraites des réanalyses ERA-Interim fournies par ECMWF sur une grille de $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$. Les délimitations entre les régions de pic de rétrodiffusion en été et en hiver sont représentées par les contours noirs.

3.3.7 Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la température

Dans cette section, on simule les amplitudes saisonnières de l'écho de volume en fonction de la température de la neige à l'échelle du continent Antarctique. La densité et la taille de grains de neige sont supposées constantes et respectivement égales à 350 kg m^{-3} et 0.3 mm . Pour le profil de température de la neige, on a considéré les caractéristiques saisonnières de la température de l'air issues des réanalyses ERA-Interim sur la période de 2002 à 2016. La figure 3.10 montre les distributions spatiales des amplitudes saisonnières et de les moyennes de la température de l'air. Les amplitudes saisonnières varient entre 5 et 18 K et sont plus fortes sur le plateau Antarctique tandis que les moyennes sont les plus faibles sur le plateau Antarctique et fortes vers les régions côtières.

Les simulations de la figure 3.11 montrent une distribution spatiale similaire des amplitudes saisonnières de l'écho de volume dans les trois bandes S, Ku et Ka. Les amplitudes sont relativement plus fortes sur les plate-formes et dans quelques régions côtières. Sur la calotte Antarctique, les amplitudes saisonnières de l'écho de volume en fonction de la température varient de 0.2 et 0.45 dB dans la bande Ka, de 0.03 et 0.11 dB dans la bande Ku et de 0.004 à 0.02 dB dans la bande S. La contribution de la température dans l'écho de volume représente environ 25 % de l'amplitude saisonnière du coefficient de rétrodiffusion observé dans la bande Ka. L'influence de la température est donc plus significative dans la bande Ka que la bande Ku et négligeable dans la bande S.

Les faibles amplitudes saisonnières de l'écho de volume observées à l'intérieur du continent, notamment les zones où les températures moyennes sont les plus faibles et les amplitudes de

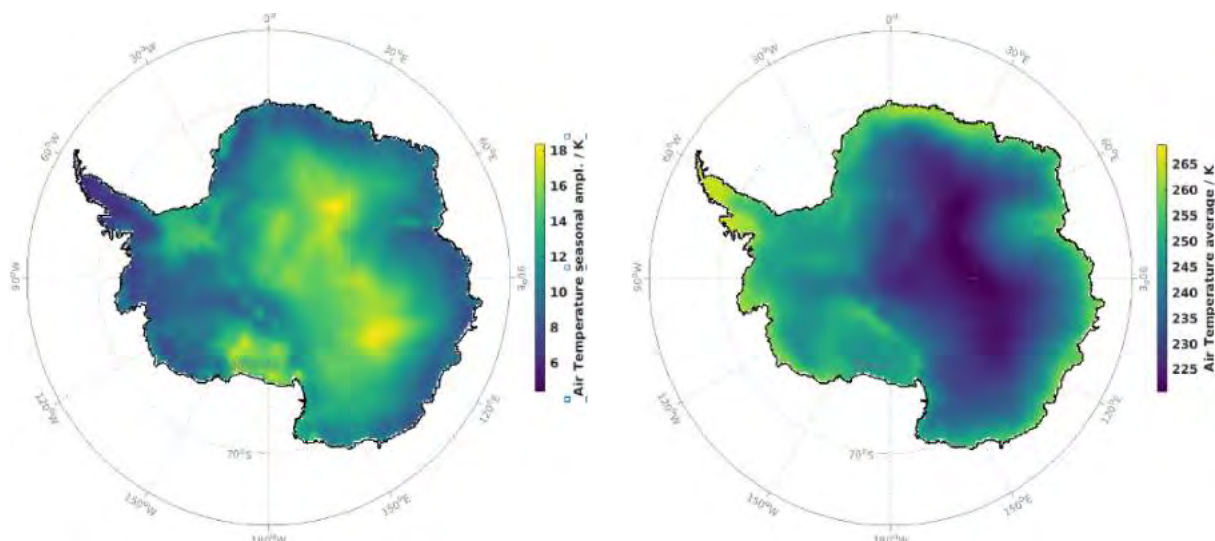


FIGURE 3.10 – Distributions spatiales des amplitudes saisonnières (gauche) et des moyennes de la température de l'air à 2 m (droite). Les données sont extraites des réanalyses ERA-Interim fournies par ECMWF sur une grille de $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$.

températures les plus élevées sont le résultat d'une diminution de diffusion de volume. En effet, à taille de grains et densité constantes, l'accroissement de la taille des grains par métamorphisme est plus important dans les zones de fortes amplitudes saisonnières de température donc à l'intérieur du continent. Or, l'accroissement des grains augmente l'absorption du milieu diminuant ainsi la contribution de volume (voir fig. 3.7c).

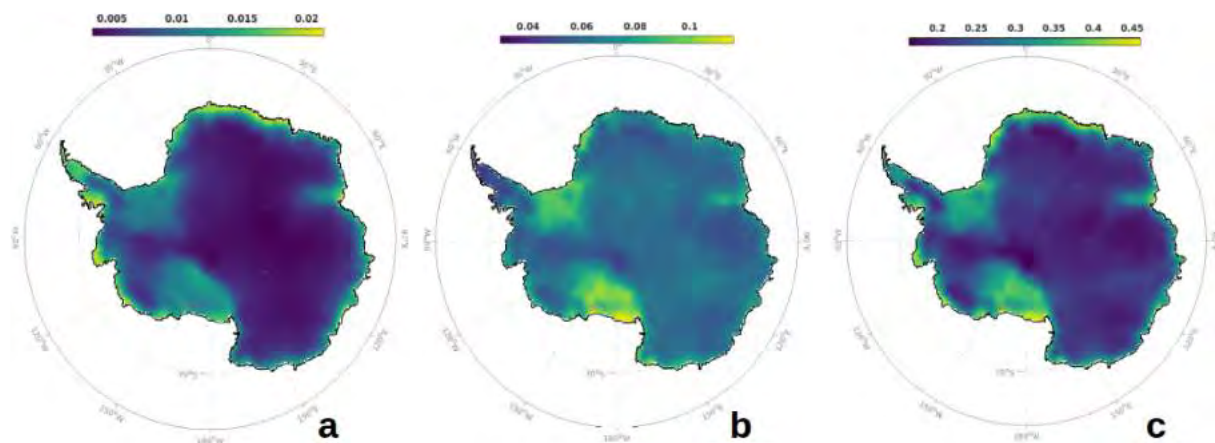


FIGURE 3.11 – Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la température dans les bandes S (a), Ku (b) et Ka (c). Les valeurs sont en dB

3.4 Tendances pluri-annuelles du coefficient de rétrodiffusion des bandes S, Ku et Ka en Antarctique

Les mesures des bandes S et Ku acquises simultanément montrent des distributions spatiales de tendance pluri-annuelle similaires malgré la différence de la taille de leurs séries temporelles. Les tendances des bandes S et Ku semblent spatialement anti-corrélées avec celle de la bande Ka. Toutefois, ces deux missions présentent une même tendance négative dans la région de Wilkes

Land. La tendance pluri-annuelle du coefficient de rétrodiffusion est de ± 0.5 dB/an dans les bandes S et Ku tandis qu'elle est de ± 1.5 dB/an dans la bande Ka. Les sources de cette différence, environ un facteur de 3, entre les tendances d'AltiKa et ENVISAT seraient en partie liées aux longueurs des séries temporelles et en partie liées à une évolution des forçages météorologiques. La différence des tailles des séries temporelles disponibles (5 ans pour la bande S, 8 ans pour la bande Ku et 3 ans pour la bande Ka) ajoutée au déphasage temporel d'environ 3 ans entre les missions répétitives d'ENVISAT et de SARAL/AltiKa ne favorisent donc pas une analyse comparative objective des tendances pluri-annuelles des coefficient de rétrodiffusion des trois bandes.

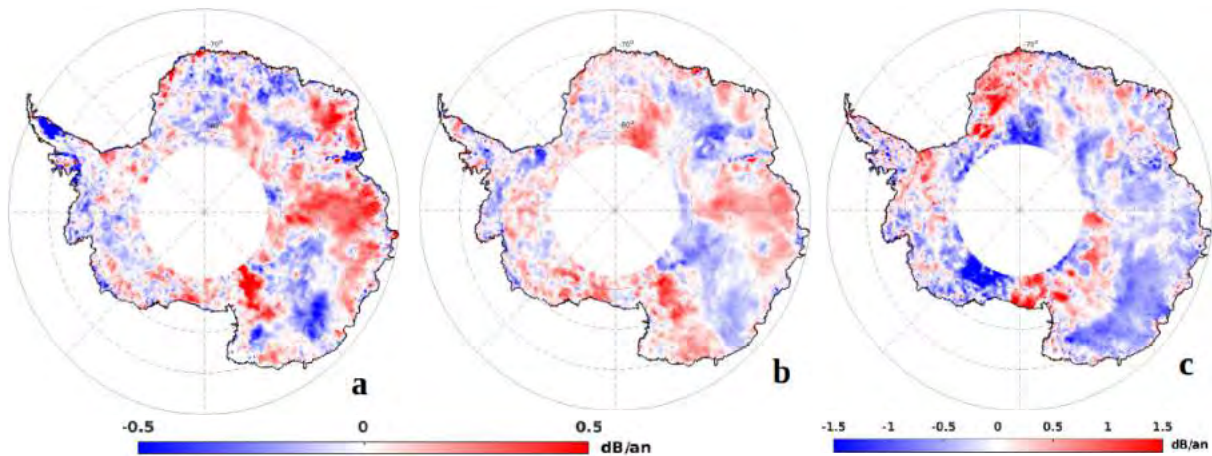


FIGURE 3.12 – Distribution spatiale de la tendance temporelle du coefficient de rétrodiffusion de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (b). Les valeurs sont en dB/an.

3.5 Discussion

Les fortes corrélations spatiales observées entre les coefficients de rétrodiffusion moyens des bandes S et Ku ($r = 0.84$), des bandes S et Ka ($r = 0.83$) et des bandes Ku et Ka ($r = 0.68$) ont une double signification. La première est que les informations observées entre ces trois fréquences sont faiblement impactées par le déphasage temporel entre les missions répétitives d'ENVISAT/RA-2 et SARAL/AltiKa et éventuellement par la taille des séries temporelles. Par conséquent, les variations des signaux du coefficient observées dans les trois fréquences ne sont pas des artefacts mais reflètent une vraie dynamique liée aux propriétés du manteau neigeux. La deuxième signification est que la distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen semble montrer une faible dépendance à la fréquence de l'onde radar. Ce qui suggère que cette distribution spatiale est contrôlée par des propriétés du manteau neigeux qui affectent de la même façon les signaux altimétriques des différentes bandes. Toutefois, il faut noter que cette hypothèse n'est pas tout à fait triviale dans le sens où presque tous les paramètres du manteau neigeux sont liés. Par exemple, une variation de température fait varier le taux du métamorphisme des grains de neige, qui à son tour va impacter les propriétés diélectriques du milieu. Les simulations de la figure 3.7 montrent une augmentation de l'amplitude de l'écho de volume avec la densité dans les trois bandes. Aussi, la densité intervient dans l'écho de surface et son augmentation amplifie l'écho de surface. Le signal total du coefficient de rétrodiffusion augmente donc avec la

densité dans toutes les bandes. Par conséquent, le coefficient de rétrodiffusion qu'il soit dominé par l'écho de surface ou par l'écho de volume dans l'une ou l'autre bande, il sera toujours plus fort dans les régions de densité moyenne élevée. La densité moyenne du manteau neigeux est donc un meilleur candidat pour expliquer la distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen observée dans les trois bandes. De ce fait, une augmentation de la densité moyenne du milieu justifierait une tendance positive du coefficient de rétrodiffusion dans les trois bandes. Ceci n'est apparemment pas le cas car les tendances des bandes Ku et Ka sont presque anti-corrélées. Les tendances des coefficients de rétrodiffusion restent donc à documenter.

La bande S montre de faibles amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion dans les régions de mégadunes alors que la bande Ka montre de fortes amplitudes dans ces mêmes régions. Ce résultat n'est pas en accord avec l'idée selon laquelle les surfaces rugueuses renvoient moins de signal de surface dans la direction spéculaire du satellite (Ulaby et al., 1982), limitant la contribution de l'écho de surface d'une manière plus importante dans les hautes fréquences que dans les basses fréquences (Lacroix et al., 2008a). On s'est donc rendu compte que la présence des surfaces vitrées et polies dans les régions de mégadunes, donc de deux échelles de rugosité de surface différentes dans la même région (l'une superposée sur l'autre), serait responsable des fortes amplitudes du coefficient de rétrodiffusion observées dans la bande Ka, confirmant donc que chaque fréquence radar est sensible à une échelle de rugosité de surface spécifique (Fung (1994); Fung et al. (2010); Ulaby et al. (1982)). Une possible explication de ce comportement serait la très fine résolution spatiale de la bande Ka par rapport à celle de S, qui lui permettrait de capter les processus de fines échelles.

Les résultats des analyses du coefficient de rétrodiffusion sont assez concluants car ils démontrent tout d'abord l'importance de la fréquence radar dans le choix des propriétés du manteau neigeux à étudier. Ainsi, la bande S serait propice pour étudier les variations saisonnières de la rugosité de surface d'une échelle équivalente à 9.4 cm, c'est-à-dire des sastruggi, qui selon Lacroix et al. (2008a) est l'échelle de rugosité la plus influente dans les variations de l'écho de surface. La bande Ka quant à elle serait propice pour l'étude de la température de la neige et la taille des grains de neige.

3.6 Conclusion et Perspective

Dans ce chapitre nous avons montré que :

les distributions spatiales du coefficient de rétrodiffusion moyen des trois bandes sont corrélées, ce qui indique qu'elles ont une partie importante du signal en commun et peuvent donc être expliquées par une même physique.

Le signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande S n'est pas sensible aux variations de l'écho de volume mais a priori à la rugosité de surface.

Le signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka est contrôlé par l'écho de volume notamment par le cycle de température de la neige.

Le signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku en fonction de la rugosité de la surface suit le comportement du signal de la bande S ou de la bande Ka.

Les tendances temporelles sont peu exploitables à cause de la durée et périodes différentes des deux missions. On remarque toutefois sur 8 ans des dérives du coefficient de rétrodiffusion supérieur à 1 dB sur toute la série.

La synergie des trois capteurs altimètres S, Ku et Ka, sur une même orbite répétitive de 35 jours, permet d'améliorer notre connaissance des propriétés de surface de la calotte polaire Antarctique et fournit de nouvelles informations pour développer dans le futur des algorithmes plus robustes pour la correction des effets de la pénétration de l'onde radar afin d'améliorer la précision des bilans de volume des calottes polaires. Ces résultats ouvrent également de nouvelles perspectives vers l'étude de la rugosité de surface et ses variations en Antarctique. La compréhension des tendances temporelles du coefficient de rétrodiffusion serait un atout pour une meilleure interprétation des tendances du bilan de volume de la calotte polaire Antarctique.

Chapitre 4

Complémentarité des missions altimétrique SARAL/AltiKa et radiométrique SSM/I à la fréquence de 37 GHz

Sommaire

4.1	Introduction	50
4.2	Calcul des caractéristiques saisonnières des températures de brillance	50
4.3	Cas d'étude	50
4.4	Distribution spatio-temporelle des températures de brillance (T_B) sur la calotte polaire Antarctique	52
4.4.1	Le radiomètre embarqué sur SARAL	52
4.4.1.1	Distribution spatiale de la moyenne de T_B	52
4.4.1.2	Amplitude et date du maximum du signal saisonnier du T_B . .	53
4.4.1.3	Répartition spatiale de la tendance de T_B	54
4.4.1.4	Variations temporelles du T_B et du coefficient de rétrodiffusion mesurés par les satellites sur les sites du raid ASUMA	55
4.4.2	Le radiomètre SSM/I à 37 GHz	56
4.4.2.1	Répartition spatiale de la moyenne du ratio de polarisation (PR) à 37 GHz	58
4.4.2.2	Amplitude et date du maximum du PR à 37 GHz	59
4.4.2.3	Répartitions spatiales de la tendance du PR	60
4.4.2.4	Variations temporelles du PR et du coefficient de rétrodiffusion mesurés par les satellites sur le raid ASUMA	60
4.5	Interprétation des caractéristiques saisonnières du PR et du coefficient de rétrodiffusion de la fréquence 37 GHz	62
4.5.1	Distribution spatiale des moyennes	63
4.5.2	Distribution spatiale des amplitudes saisonnières	65
4.5.2.1	Simulations avec le modèle DMRT-ML	65
4.6	Conclusion	70

4.1 Introduction

Grâce à la mission SARAL/AltiKa, nous disposons pour la première fois de données altimétriques et radiométriques acquises simultanément dans la bande Ka (37 GHz). Ces jeux de données exceptionnels ont un double intérêt pour la communauté scientifique, notamment celle des glaciologues. Tout d’abord, ils permettent une comparaison directe des caractéristiques des coefficients de rétrodiffusion avec celles des températures de brillance à la fréquence de 37 GHz (fréquence moins sensible à l’atmosphère par rapport à la bande Ku (13.6 GHz)). L’intérêt de cette comparaison est que ces deux mesures sont bien géolocalisées sur la même scène donc subissent les mêmes influences par conséquent moins sensibles aux biais liés à l’inter-comparaison de différentes missions. Ensuite, ces jeux de données sont une source importante de validation des modèles électromagnétiques micro-ondes sur la neige des calottes polaires. De plus, la synergie de ces mesures indépendantes permettrait d’extraire probablement plus d’informations sur les propriétés de la neige en Antarctique. Dans ce chapitre, nous analyserons en premier les caractéristiques saisonnières des températures de brillance à visée verticale et des températures de brillances de SSM/I à angle d’incidence de 53.1° (notamment le rapport entre les polarisations verticale et horizontale, noté PR). On comparera ensuite ces caractéristiques à celles du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka dans le but d’interpréter les différentes signatures spatiales de ces paramètres sur la calotte Antarctique.

4.2 Calcul des caractéristiques saisonnières des températures de brillance

Pour déterminer les amplitudes et phases saisonnières des températures de brillance, on a ajusté une fonction sinusoïdale aux séries temporelles des températures de brillance comme pour les coefficients de rétrodiffusion dans la section 3.3.1. On extrait ainsi l’amplitude et la phase du signal saisonnier en minimisant l’erreur quadratique moyenne entre les séries temporelles et la fonction sinusoïdale. Nous rappelons ici l’expression de cette fonction d’ajustement (Eq. 4.1) :

$$T_{B,i}(t) = \alpha_i \sin(2\pi \frac{t}{T}) + \beta_i \cos(2\pi \frac{t}{T}) + C_i \quad (4.1)$$

avec $A_i = \sqrt{\alpha_i^2 + \beta_i^2}$ et $\Phi_i = \arctan(\frac{\beta_i}{\alpha_i})$; où A_i et Φ_i sont respectivement les amplitudes et les phases du signal saisonnier de la température de brillance déduites à partir des constantes α_i et β_i calculées avec l’équation 4.1. T la période annuelle (égale à 365 jours) et i le nombre de points de mesure ou de pixel à l’échelle du continent Antarctique. La longueur de la série t est de 32 cycles (3 ans, une mesure tous les 35 jours) pour le radiomètre à bord de SARAL/AltiKa et de 1086 cycles (3 ans, une mesure tous les jours) pour le radiomètre SSM/I.

4.3 Cas d’étude

De manière à pouvoir comparer les variations temporelles des coefficients de rétrodiffusion avec celles des températures de brillance, nous allons choisir les sites de l’ANR (**A**gence **N**ationale de la **R**cherche) ASUMA (Improving the **A**ccuracy of the **S**URface **M**ass balance of **A**ntarctica)

qui inclut une traverse scientifique pendant laquelle plusieurs données de terrain des propriétés de la neige sont collectionnées durant l'été austral de 2016-2017. Cette ANR ASUMA a pour objectif d'améliorer le bilan de masse de surface de la calotte Antarctique grâce à des mesures des propriétés de la neige (densité, taille de grains de neige, relief de la surface, température de la neige), des mesures météorologiques (température de l'air, vitesse et direction du vent, accumulation de neige, etc...) et des forages de carottes de glace. Cette mission a été initiée pour suivre et estimer l'évolution actuelle de l'accumulation de neige sur le continent Antarctique afin de mieux quantifier son impact sur l'élévation du niveau des mers. Elle constitue l'une des premières campagnes de terrain à s'intéresser aux variabilités spatiales des propriétés de la neige des régions autres que le plateau Antarctique (intérieur du continent à Dôme C ou la mission VANISH). Les sites de la traverse ASUMA sont situés à 800 km du Cap Prud'homme dans la partie Est de la calotte Antarctique, dans une zone de transition entre la côte et le plateau Antarctique (Fig.4.1). Les coordonnées et caractéristiques des sites ASUMA analysés dans cette étude sont résumées dans le tableau (4.1). Les travaux de cette thèse font partie de l'un des volets de l'ANR ASUMA qui consiste à relier les mesures et échantillons collectés sur le terrain aux observations satellites (coefficients de rétrodiffusion et températures de brillance). Il est important de noter que les travaux préliminaires du chapitre 3 ont aidé dans la sélection des différents sites de mesures du raid ASUMA, avec des sites situés dans les zones WP et d'autres dans les zones SP afin de caractériser sur le terrain les différences liées aux propriétés de surfaces et subsurfaces du manteau neigeux.



FIGURE 4.1 – Localisation des différents sites du raid ASUMA [<https://asumablog.wordpress.com/asuma-mots-simples/>].

TABLEAU 4.1 – Caractéristiques des sites ASUMA étudiés, notés STOP 0 à STOP 5.

Stations	latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Densité moyenne (kg m^{-3})	Température moyenne (K)
Stop 0	- 69.6358	135.2810	2514.20	393.320	237.13
Stop 1	- 69.6347	136.2101	2444.07	336.611	235.98
Stop 2	- 69.9533	138.5533	2232.45	389.884	235.44
Stop 3	- 70.0592	141.1964	2502.09	417.112	236.89
Stop 4	- 69.7865	141.9750	2025.87	425.334	240.50
Stop 5	- 68.7496	137.4432	2331.80	370.968	240.29

4.4 Distribution spatio-temporelle des températures de brillance (T_B) sur la calotte polaire Antarctique

Sur les calottes polaires, le radiomètre mesure les radiations thermiques émises par le manteau neigeux définies par la température de brillance (T_B). La température de brillance, exprimée en Kelvin (K), peut être définie pour un manteau neigeux homogène comme l'émissivité multipliée par la température physique (Zwally, 1977). L'émissivité dépend des propriétés de microstructure du manteau neigeux. Dans le cas d'un manteau froid et sec, les propriétés connues influençant l'émissivité sont la taille de grains de neige (Brucker et al. (2010); Chang et al. (1976); Zwally (1977)), la densité de la neige (Grody, 2008), la température de la neige (Surdyk, 2002b), la stratification (c'est-à-dire l'alternance de couches de neige les unes plus denses que les autres dans le manteau neigeux, (Matzler et al., 1984; Stogryn, 1986)) et la rugosité de surface (Choudhury et al. (1979); Fung and Chen (1981); Liang et al. (2009); Long and Drinkwater (2000); Remy et al. (1992)).

Dans les sections qui suivent nous étudierons les caractéristiques spatiales comme temporelles de la températures de brillance à visée verticale à l'échelle de la calotte polaire Antarctique et les comparerons avec les coefficients de rétrodiffusion étudiés dans le chapitre 3. Le même exercice sera fait avec le ratio de polarisations verticale et horizontale des températures de brillance du radiomètre de SSM/I. On conclura par une discussion des apports de la mission SARAL/AltiKa dans l'étude du comportement des propriétés de surface de la neige des régions polaires.

4.4.1 Le radiomètre embarqué sur SARAL

Dans cette section on traite des caractéristiques et variabilités saisonnières de la température de brillance (T_B) de la bande Ka à visée verticale à bord de la mission SARAL/AltiKa.

4.4.1.1 Distribution spatiale de la moyenne de T_B

La figure 4.2 montre la distribution spatiale de la température de brillance moyennée sur la période de mars 2013 à mars 2016 soit 3 ans à l'échelle du continent Antarctique. Globalement, la température de brillance moyenne diminue des régions côtières vers l'intérieur du continent. On rencontre les plus fortes valeurs de T_B (> 230 K) principalement dans la partie Ouest et sur les bords du continent. T_B atteint ses plus faibles valeurs (~ 150 K) notamment à l'intérieur des

régions de Wilkes Land et au sud de Dronning Maud Land dans la partie Est et à Mary Byrd Land dans la partie Ouest de l'Antarctique. Cette carte montre une distribution spatiale similaire à celle de l'émissivité moyenne calculée comme le rapport entre la température de brillance moyenne et la température moyenne de l'air (Zwally, 1977). Les données de température de l'air sont extraites des réanalyses ERA-Interim distribuées par ECMWF sur la période de 2013 à 2016. L'émissivité moyenne à l'échelle de l'Antarctique varie entre 0.65 et 0.95 donc proche de celles calculées par Brucker et al. (2010) sur la période de 1987 à 2002. Le coefficient de corrélation spatial entre l'émissivité moyenne et la température de brillance moyenne est de 0.93 (fig. 4.2b). Les faibles températures de brillance observées dans les régions au sud de Dronning Maud Land et à l'intérieur de Wilkes Land sont liées d'une part à la faible température moyenne de l'air et d'autre part à la faible émissivité moyenne du manteau dues à la présence de mégadunes et de surfaces vitrées et polies dans ces régions (Fahnestock et al. (2000); Frezzotti et al. (2002)).

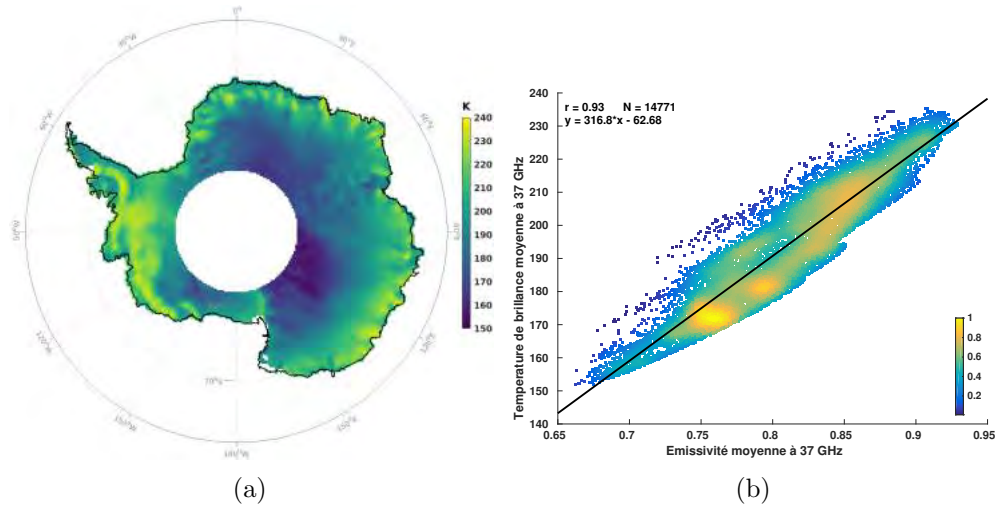


FIGURE 4.2 – Répartition spatiale de la température de brillance moyenne en bande Ka à visée verticale (a) et le diagramme de dispersion de la température de brillance moyenne par rapport à l'émissivité moyenne (b).

4.4.1.2 Amplitude et date du maximum du signal saisonnier du T_B

Les distributions spatiales de l'amplitude saisonnière et de la date du maximum du signal saisonnier de T_B sont représentées sur la figure 4.3. On remarque tout d'abord une forte variabilité saisonnière de T_B dans les régions situées à l'intérieur de Wilkes Land, au sud de Queen Maud Land et dans la région de Mary Byrd Land. Les amplitudes saisonnières de T_B varient entre 3 et 15 K. On constate ensuite que la distribution spatiale de l'amplitude saisonnière de T_B est relativement anti-corrélée à la moyenne de T_B (Fig. 4.8a), le coefficient de corrélation est de -0.77. La distribution spatiale de la date du maximum du signal saisonnier de T_B (Fig. 4.8b) est uniforme sur tout le continent Antarctique. En effet, le signal saisonnier de la température de brillance atteint globalement son maximum entre les mois de janvier et février, c'est-à-dire en été austral entre les jours Juliens 1 et 50. Les régions de mégadunes et de surfaces vitrées et polies sont associées à de faibles moyennes et de fortes amplitudes saisonnières de T_B . L'amplitude saisonnière de la température de l'air varie entre 5 et 18 K et est également forte dans ces régions (Figure 3.10a). Le coefficient de corrélation spatiale entre les amplitudes saisonnières

de T_B et de la température de l'air en excluant les régions de fontes est de 0.67 soit 44 % de la variance expliquée. Ce résultat suggère que les variations saisonnières d'amplitudes de T_B ne sont pas uniquement liées à celles de la température mais aussi à l'émissivité du manteau dues aux différentes propriétés de la neige en fonction de la région.

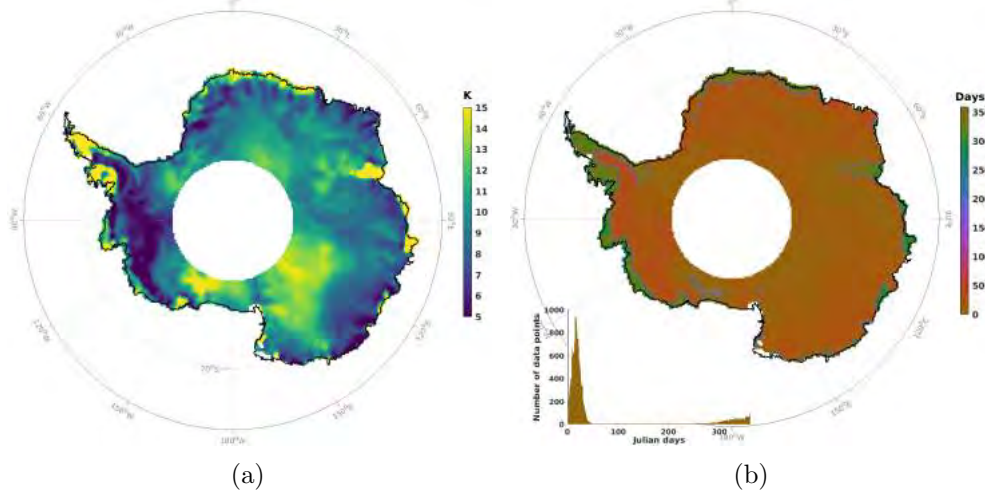


FIGURE 4.3 – Répartition spatiale des amplitudes saisonnières (a) et pics saisonniers de la température de brillance à 37 GHz à visée verticale (b).

4.4.1.3 Répartition spatiale de la tendance de T_B

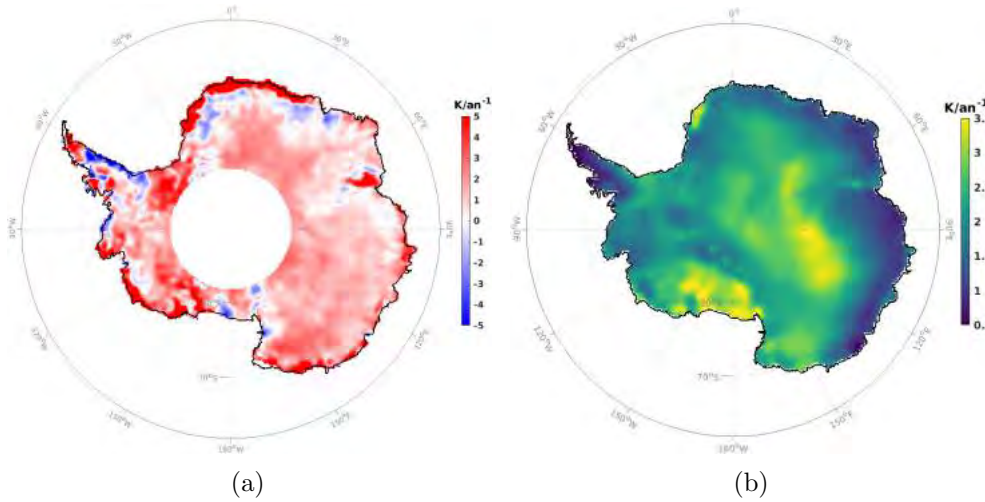


FIGURE 4.4 – Répartition spatiale des tendances temporelles (a) de la température de brillance à 37 GHz à visée verticale et (b) de la température de surface (données de température de l'air extraites des réanalyses ERA-Interim distribuées par ECMWF sur la période de 2013 à 2016).

La distribution spatiale de la tendance temporelle du T_B (Fig. 4.4) est quasiment uniforme à l'échelle de la calotte Antarctique. La tendance est positive et varie entre 0 et 3 K sur la période de 2013 à 2016. Il existe tout de même des régions qui connaissent des tendances temporelles négatives de T_B . Étant donné que la température montre une tendance positive sur l'ensemble du continent (Fig. 4.4b), la tendance négative peut donc s'expliquer par une diminution de l'émissivité dans ces régions. Ces régions sont situées dans des zones de transition entre les côtes

et les plateaux Antarctique, notamment dans la partie nord de Queen Maud Land, une partie de la péninsule et dans les régions montagneuses. Une possible explication de la diminution de l'émissivité, donc de T_B , serait la formation ou la présence de glace bleue près des régions montagneuses ou sur les glaciers émissaires (voir Figure 3 de Hui et al. (2014)). Dans ces zones, les vents persistants érodent la neige toute l'année et se combinent à la sublimation pour créer des zones d'ablation nette : dite de glace bleue (Bintanja (1999); Winther et al. (2001)). La glace bleue est caractérisée par un albédo relativement faible (0.55- 0.66)(Warren and Brandt, 2006) par rapport à celle de la neige (0.8 à 0.9) (Winther et al., 2001) et une densité entre 850 et 880 kg m⁻³ (Bintanja and Van Den Broeke (1995); Mellor and Swithinbank (1989); Weller (1968)). En effet, la présence de croûte de glace en surface diminue l'émissivité du milieu (Surdyk and Fily, 1995), ce qui justifie la tendance négative de T_B .

La tendance positive de T_B peut se traduire par une augmentation globale de la température moyenne du milieu (Fig. 4.4b). La tendance annuelle des T_B s est dominée par la température de surface (Sherjal and Fily (1994); Shuman et al. (1993)). Toutefois, l'évolution positive de la température affecte positivement les propriétés d'absorption du milieu et augmente l'émissivité du milieu (Surdyk, 2002b). Il est donc difficile de conclure sur lequel des paramètres, la température ou l'émissivité, est prépondérant dans l'influence de la tendance de T_B . Les fortes tendances positives de T_B observées sur les zones côtières sont la signature de la fonte liées aux températures chaudes de ces régions. La fonte diminue l'albédo donc augmente l'absorption et par conséquent les émissivités. Cet effet en s'additionnant à celui de la température expliquerait les fortes tendances positives de ces régions côtières.

4.4.1.4 Variations temporelles du T_B et du coefficient de rétrodiffusion mesurés par les satellites sur les sites du raid ASUMA

La figure 4.5 montre les séries temporelles de T_B et du coefficient de rétrodiffusion aux stops 0 à 5. On constate tout d'abord que les séries temporelles des coefficients de rétrodiffusion et de T_B évoluent différemment selon les stops. Ces deux paramètres sont corrélés aux stops 0, 1 et 5 tandis qu'ils sont anti-corrélés aux stops 2, 3 et 4. Il existe donc deux catégories de signaux. Aux stops 0, 1 et 5 les coefficients de rétrodiffusion et les T_B sont simultanément maximums en été. Alors qu'aux stops 2, 3 et 4 les coefficients de rétrodiffusion et les T_B évoluent en sens opposé, le coefficient de rétrodiffusion est maximum en hiver alors que la température de brillance est toujours maximum en été. Il s'avère donc que c'est le signal du coefficient de rétrodiffusion qui évolue différemment selon les stops (chapitre 3). Pour rappel, les stops 0,1 et 5 sont situés dans la zone SP et les stops 2,3 et 4 dans les zones WP.

D'après l'approximation de Kirchhoff sur la conservation du bilan d'énergie, l'émission d'une surface peut être calculée comme $1 - \Gamma$, où Γ représente le coefficient de réflectivité de la surface. La réflectivité d'une surface rugueuse est la somme des composantes cohérente (diffusion de la surface dans la direction spéculaire) et incohérente (diffusion de la surface dans tous les directions). Cette approximation suppose donc qu'une augmentation de la réflectivité de la surface causera automatiquement une diminution de l'émission de la surface. Ainsi, le coefficient de rétrodiffusion et l'émissivité devraient évoluer en sens opposé. (Fung, 1994, page 157) a démontré, en modélisant l'émission et la diffusion de la surface à une même fréquence, en utilisant le modèle de diffusion de

surface IEM (Integral Equation Model) que l'émissivité et le coefficient de rétrodiffusion peuvent évoluer dans le même sens si on tient compte de la composante incohérente, donc de la rugosité de surface. En effet, l'auteur utilise en entrée du modèle les mêmes paramètres de surface (densité et rugosité de surface) pour simuler les émissions et les diffusions de la surface. Il trouve qu'au proche nadir, l'émissivité et le coefficient de rétrodiffusion augmentent simultanément avec la rugosité de surface tandis qu'ils évoluent en sens opposé avec la densité de surface. Ces résultats permettent de lever un peu le voile sur les difficultés de comprendre les variations temporelles du coefficient de rétrodiffusion et accentuent l'importance de la prise en compte des propriétés de rugosité de la surface dans les modèles électromagnétiques.

Regardons à présent comment se comporte l'évolution des séries temporelles de T_B par rapport aux coefficients de rétrodiffusion à l'échelle globale de l'Antarctique. La distribution spatiale des coefficients de corrélation de l'évolution temporelle des résidus de T_B et du coefficient de rétrodiffusion montre une délimitation géographique marquée entre les coefficients de corrélation négatifs et positifs (Fig. 4.6). Cette délimitation géographique montre une forte cohérence avec celles des pics de rétrodiffusion saisonniers de la bande Ku et de l'amplitude saisonnière du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka du chapitre 3. A température de surface équivalente, l'augmentation de l'émissivité du milieu augmenterait systématiquement la température de brillance. Étant donné que les mesures radiométriques et altimétriques sont acquises simultanément, ces deux mesures subissent les mêmes effets de la température de surface, par conséquent on peut considérer que les variations temporelles des résidus de T_B et du coefficient de rétrodiffusion observées sont liées à celles des propriétés du manteau neigeux.

Les séries temporelles des températures de brillances et des coefficients de rétrodiffusion sont anti-corrélées dans les régions de vents forts et persistants, de mégadunes et de surfaces vitrées et polies, et corrélées dans le reste du continent. Les résultats de la comparaison suggèrent que le comportement du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion dans la bande Ka serait dû à la diffusion de volume dans les régions de mégadunes et de surfaces vitrées. A contrario, le comportement du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion serait influencé par la rugosité de surface (Fung, 1994) sur le plateau Antarctique.

4.4.2 Le radiomètre SSM/I à 37 GHz

Contrairement au radiomètre à visée verticale de SARAL/Altika, le radiomètre SSM/I fonctionne à un angle d'incidence de 53.1° et dans les polarisations verticale et horizontale. A 53.1° , l'angle d'incidence est proche de l'angle de Brewster, défini comme l'angle où le coefficient de réflexion de surface de la polarisation verticale est nulle. Néanmoins, le coefficient de réflexion dans la polarisation horizontale est quant à lui non nul. Les radiations thermiques émises par le milieu sont donc intégralement transmises dans la polarisation verticale contrairement à la polarisation horizontale. Par conséquent, les températures de brillances de la polarisation verticale sont généralement supérieures à celles de la polarisation horizontale. Le rapport de polarisation, PR (Polarisation Ratio) en anglais, est le rapport entre les températures de brillance des polarisations verticale et horizontale d'une fréquence donnée. PR est adimensionnel et supérieur à 1.

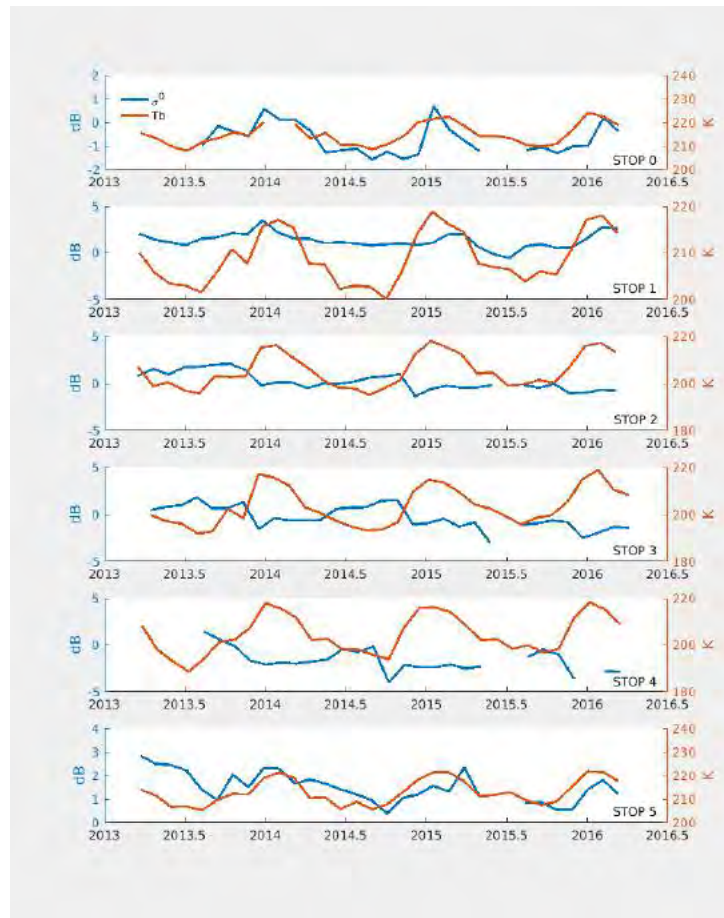


FIGURE 4.5 – Séries temporelles de la température de brillance (rouge) et du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka (bleu) sur les 6 stops sélectionnés du raid ASUMA.

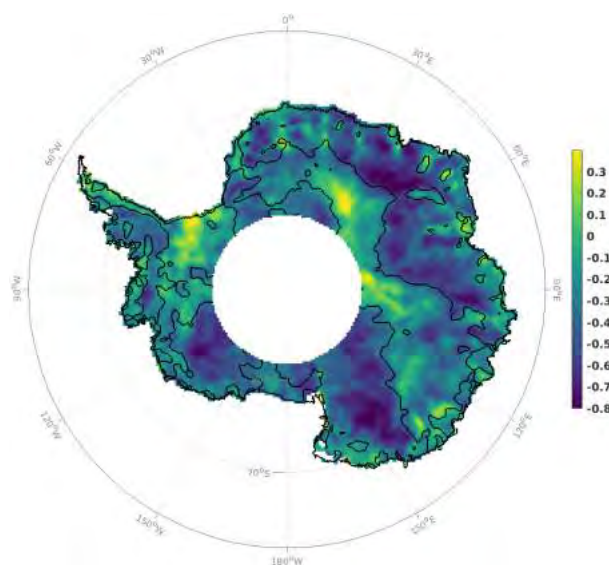


FIGURE 4.6 – Distribution spatiale des coefficients de corrélation de l'évolution temporelle des résidus des températures de brillance par rapport aux résidus des coefficients de rétrodiffusion de la bande Ka.

$$PR_{37} = \frac{T_{B(V,37)}}{T_{B(H,37)}} \quad (4.2)$$

Proche de l'angle de Brewster, la température de brillance de la polarisation verticale est peu affectée par les réflexions de surface et couches de stratification (Surdyk and Fily, 1995) par rapport à la polarisation horizontale. Fung and Chen (1981) ont montré que le PR à 37 GHz diminue avec la rugosité de surface. Ensuite, Shuman et al. (1993) et Champollion et al. (2013) ont corrélé, respectivement au centre du Groenland et à Dôme C en Antarctique, les variations temporelles du PR à 37 GHz avec l'évolution de l'état de surface de la neige, tel que la formation du givre de surface. Les auteurs estiment que la formation du givre de surface diminue les propriétés diélectriques de la surface par conséquent diminue le PR. Par contre, la disparition du givre de surface suite à une nouvelle accumulation de neige ou causée par les processus du vent (transport et érosion) lissent la surface de la neige causant une rapide augmentation du PR. Les variations temporelles du PR sont essentiellement liées aux changements des coefficients de réflexion de surface.

4.4.2.1 Répartition spatiale de la moyenne du ratio de polarisation (PR) à 37 GHz

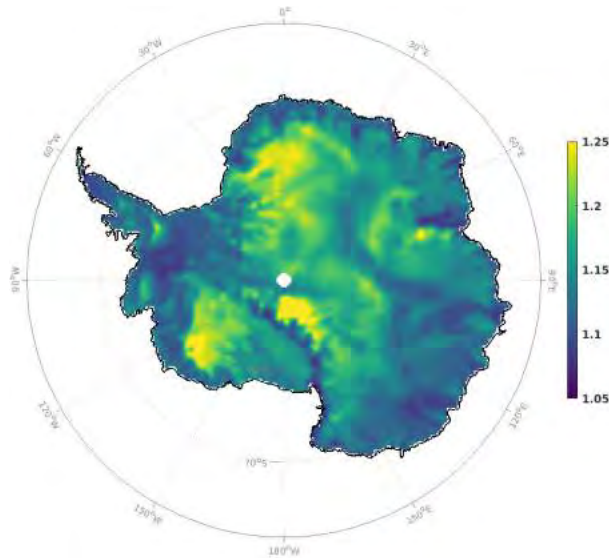


FIGURE 4.7 – Répartition spatiale du PR moyen de la bande Ka sur la période de 2013 à 2016.

La figure 4.7 montre la distribution spatiale du PR moyen. Il varie entre 1.05 et 1.25 et est relativement plus élevé sur les plateaux et régions peu pentues que dans les régions côtières et de fortes pentes. Globalement, les plus fortes moyennes (~ 1.25) du PR se trouvent dans la région de Dronning Maud Land à l'est de l'Antarctique, dans la région de Mary Byrd Land dans la partie ouest Antarctique et dans quelques régions situées à l'intérieur du continent (Terre d'Adélie et une zone proche du Lac Vostok). Les plus basses moyennes (~ 1.05) se trouvent à Dôme Siple à l'ouest du continent et à Wilkes Land à l'est du continent.

Les coefficients de corrélation entre le PR moyen et les températures de brillance moyennes des polarisations verticales et horizontales sont respectivement de -0.48 et -0.66 soit environ 20 %

et 43 % des variances expliquées du PR. Le paramètre PR a donc plus de signal en commun avec la polarisation horizontale que la polarisation verticale. Comme pour la température de brillance polarisée horizontalement, PR serait principalement influencé par les propriétés de la neige de surface telles que la rugosité de surface, la densité de la surface et les stratifications internes. Les effets de la stratification interne sur le PR à 37 GHz sont faibles en raison de la faible profondeur de pénétration de l'onde radar, inférieure à 1 m (Rémy et al., 2015), dans le manteau neigeux. L'influence de la stratification sera négligeable devant l'influence des deux autres paramètres. Par conséquent, le PR à 37 GHz peut être considéré au premier ordre comme un proxy de rugosité et densité de surface du manteau neigeux.

4.4.2.2 Amplitude et date du maximum du PR à 37 GHz

Les caractéristiques saisonnières du PR ont été déterminées à partir de l'équation 1 en remplaçant T_B par PR. Les distributions spatiales des amplitudes saisonnières et de la date du maximum du signal sont représentées sur la figure 4.8. La distribution spatiale de la date du maximum du signal saisonnier du PR est uniforme à l'échelle du continent Antarctique. En général, le signal saisonnier du PR est maximum entre les jours Juliens 150 et 250, entre les mois de juin à septembre, donc en hiver austral. Toutefois, il existe quelques petites régions (couleur magenta) où le signal du PR est maximum entre les jours Juliens 100 et 150 avant la période hivernale. La distribution spatiale des amplitudes saisonnières du PR présente aussi une délimitation géographique très marquée entre les régions de fortes et faibles amplitudes saisonnières. Les amplitudes saisonnières du PR varient entre 0 et 0.04. Une inspection visuelle de la carte (contours noirs) montre que la délimitation spatiale est cohérente avec celles observées pour les coefficients de rétrodiffusion de la bande Ka du chapitre 3. Les faibles amplitudes saisonnières du PR sont situées sur le plateau Antarctique et la partie ouest du continent tandis que les fortes amplitudes (> 0.025) sont dans les régions de mégadunes, de surface vitrées et polies. Ce résultat apporte de nouveaux indices intéressants pour l'analyse du signal altimétrique sur la calotte Antarctique.

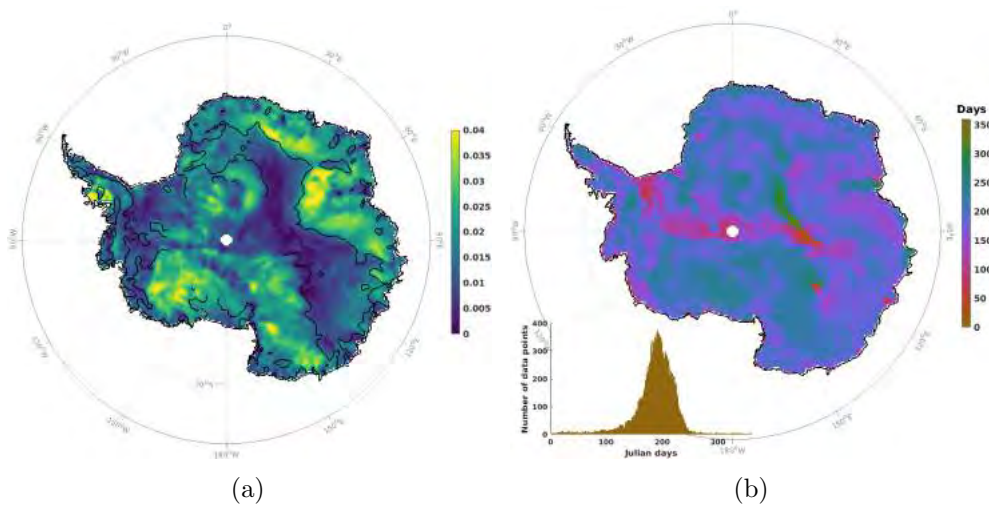


FIGURE 4.8 – Répartitions spatiales des amplitudes saisonnières (a) et pics saisonniers du PR (b, en miniature l'histogramme de la date du maximum du signal saisonnier du PR)

4.4.2.3 Répartitions spatiales de la tendance du PR

La distribution spatiale des tendances temporelles du PR calculées sur la période 2013 à 2016 est présentée sur la figure 4.9. On observe des tendances négatives notamment dans les zones côtières allant de Victoria Land jusqu'au Princess Elisabeth Land dans la partie Est du continent, à l'intérieur de Wilkes Land et à Mary Byrd Land dans la partie ouest. Les tendances positives couvrent les régions de Queen Maud Land jusqu'au Coats Land, une partie du Pôle Sud et l'intérieur de Victoria Land à Princess Elisabeth Land. La tendance globale est de ± 0.03 sur la période des trois ans. La distribution spatiale des tendances du PR est complexe, elle exhibe une alternance entre les régions de tendances négatives et positives tant sur le plateau Antarctique que dans les autres régions côtières. Comme les variations du signal du PR à 37 GHz sont essentiellement liées à celles des propriétés de proche surface du manteau neigeux, la tendance de PR indique donc une évolution des caractéristiques de l'état de surface (densité et rugosité de surface) de la neige sur la période de 2013 à 2016. Une tendance positive serait donc synonyme d'une augmentation de la densité ou une diminution de la rugosité de surface et inversement avec une tendance négative. A l'heure actuelle, il est difficile de dissocier les effets de la densité et de la rugosité de surface donc de déterminer avec certitude laquelle des deux propriétés contrôle les tendances du PR pour les raisons d'interdépendances entre ces deux paramètres énumérées dans le chapitre 3.

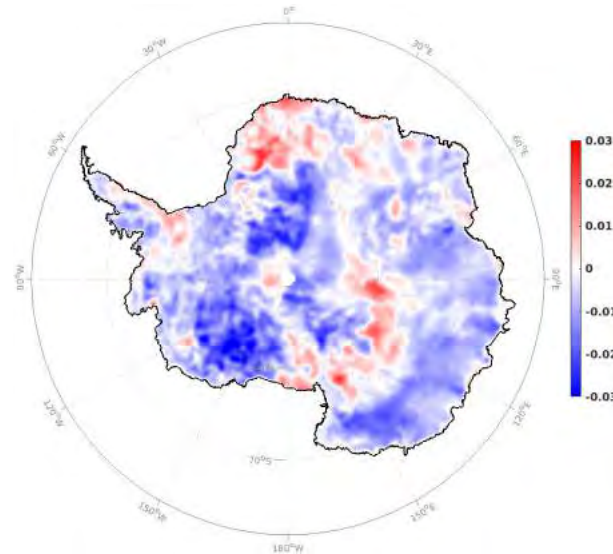


FIGURE 4.9 – Répartition spatiale des tendances temporelles du PR sur la période de 2013 à 2016

4.4.2.4 Variations temporelles du PR et du coefficient de rétrodiffusion mesurés par les satellites sur le raid ASUMA

Sur la figure 4.10, on montre les évolutions temporelles du coefficient de rétrodiffusion et du PR observé sur les 6 sites du raid ASUMA. Les données de coefficients de rétrodiffusion sont les mêmes que celles de la figure 4.5. Les séries temporelles du PR montrent des variations à trois échelles de temps différentes : journalières, saisonnières et inter-annuelles, qui sont liées aux variations des propriétés de réflexion de la surface de la neige. Pour rappel, les séries temporelles des coefficients de rétrodiffusion montrent des signaux saisonniers maximum en été aux stops 0,

1 et 5 et maximum en hiver aux stops 2, 3 et 4 alors que les séries temporelles du PR ont un signal saisonnier en moyenne maximum en hiver à tous les stops. Aux stops 2, 3 et 4 on remarque que les PR présentent un cycle saisonnier bien défini contrairement aux stops 0, 1 et 5. Les variations d'amplitude saisonnière du PR sont similaires et cohérentes avec celles du coefficient de rétrodiffusion des stops 2, 3 et 4 alors qu'elles sont relativement faibles sur les autres stops. A l'échelle de l'Antarctique, les variations temporelles des résidus du PR par rapport au coefficient de rétrodiffusion montrent une distribution spatiale complexe et n'est visuellement pas similaire à celles déjà observées dans les autres sections. La similarité entre les variations saisonnières du PR et du coefficient de rétrodiffusion aux stops 2, 3 et 4 semble indiquer que ces variables ont un signal un commun. On s'intéressera donc aux variations d'amplitudes saisonnières du PR en fonction des propriétés de surface de la neige.

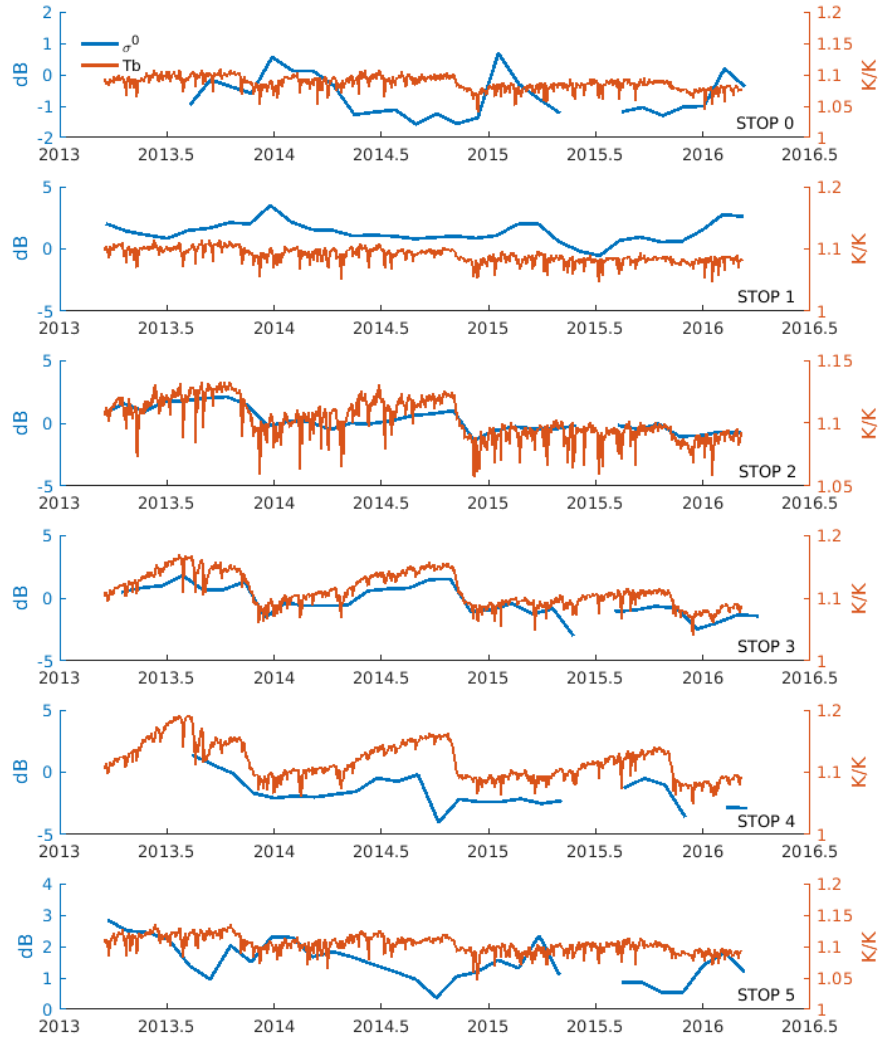


FIGURE 4.10 – Séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion(bleu) de la fréquence de 37 GHz et du PR (rouge) mesurés par les satellites sur les 6 stops sélectionnés du raid ASUMA.

4.5 Interprétation des caractéristiques saisonnières du PR et du coefficient de rétrodiffusion de la fréquence 37 GHz

L'analyse des caractéristiques saisonnières de la température de brillance à visée verticale (T_B) et du ratio de polarisation PR montre des distributions spatiales similaires et cohérentes avec celles du coefficient de rétrodiffusion de la fréquence de 37 GHz du chapitre 3. Les résultats démontrent que les coefficients de rétrodiffusion et le PR de la de la fréquence de 37 GHz ont des signaux en commun, alors que les jeux de données sont indépendants. La figure 4.11 récapitule les distributions spatiales de la moyenne, de l'amplitude saisonnière et de la tendance du coefficient de rétrodiffusion et du ratio de polarisation PR de la fréquence de 37 GHz. On remarque tout d'abord qu'il y a une forte corrélation spatiale entre les cartes des distributions spatiales des moyennes, des amplitudes et des tendances annuelles. Ces corrélations spatiales sont de 0.71 entre les moyennes (soit 50 % des variances expliquées), 0.55 entre les amplitudes (soit 30 % des variances expliquées) et 0.77 entre les tendances (soit 60 % des variances expliquées). De même, à l'échelle globale les signaux saisonniers du PR et du coefficient de rétrodiffusion atteignent leurs maxima entre les jours Juliens 150 et 250, soit entre les mois de juin à septembre donc en hiver austral (Fig. 4.12). Le coefficient de rétrodiffusion de la fréquence de 37 GHz est donc lié au paramètre PR de la fréquence de 37 GHz. Nous exploiterons donc la similarité entre ces deux paramètres pour comprendre les processus responsables des répartitions spatiales observées dans les observations satellites de la fréquence de 37 GHz.

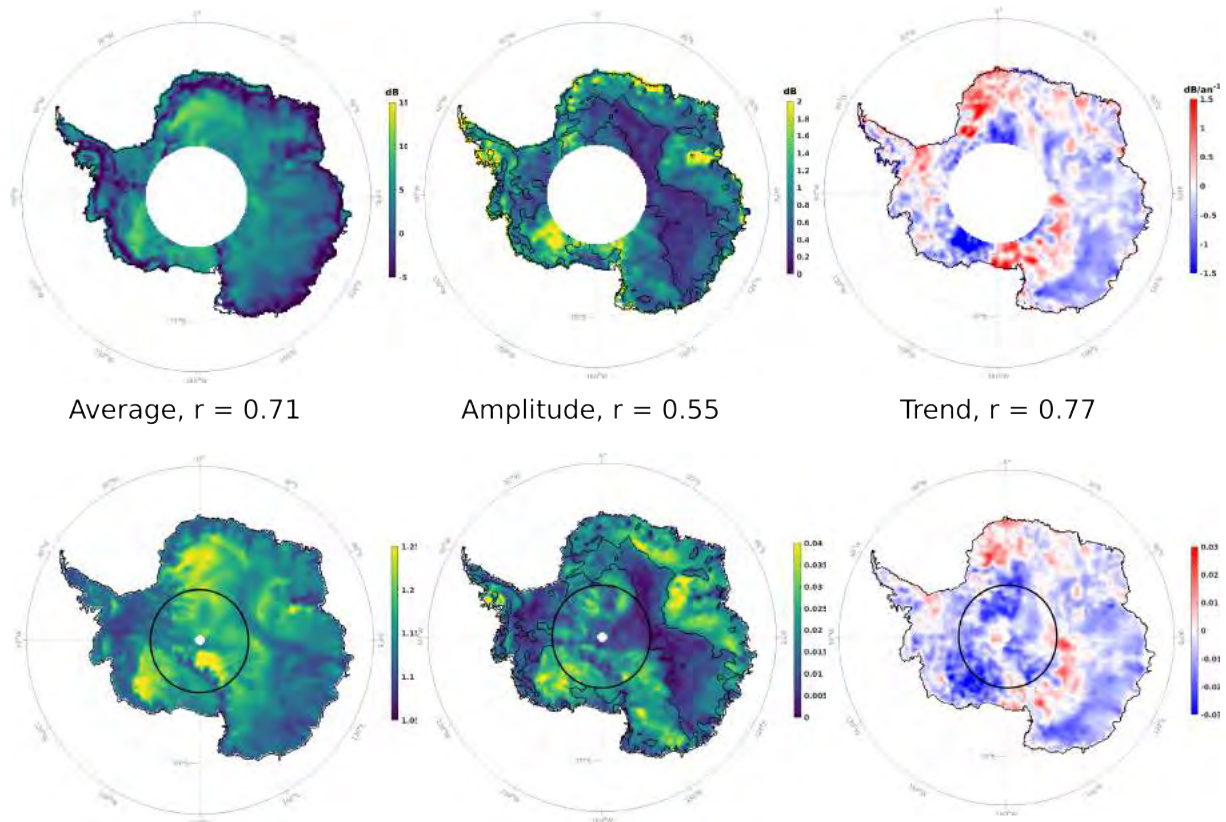


FIGURE 4.11 – Distributions spatiales des moyennes (gauche), des amplitudes saisonnières (centre) et des tendances temporelles (droite) du coefficient de rétrodiffusion (en haut) et du PR (bas)

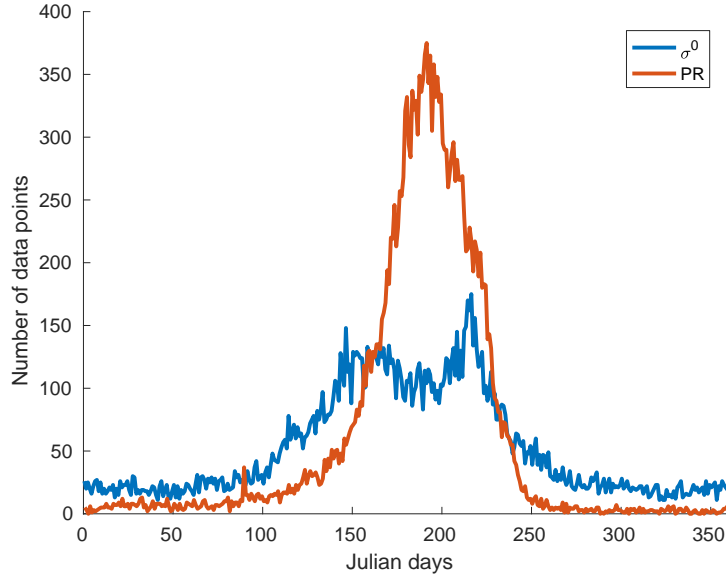


FIGURE 4.12 – Histogrammes de la date du maximum des signaux saisonniers du PR (rouge) et du coefficient de rétrodiffusion (bleu). Maximum entre les jours Juliens 150 et 250, soit entre les mois de Juin à Septembre.

4.5.1 Distribution spatiale des moyennes

Précédemment dans le chapitre 3, nous avons montré que la distribution spatiale des coefficients de rétrodiffusion des bandes S, Ku et Ka ont environ 85 % du signal en commun. Ceci indique que le coefficient de rétrodiffusion moyen dans les trois bandes peut être expliqué par les mêmes physiques. Par ailleurs, on observe une très bonne corrélation spatiale ($r = 0.71$) entre le coefficient de rétrodiffusion moyen de la fréquence de 37 GHz et le PR moyen. Pour interpréter la distribution spatiale du PR moyen et des coefficients de rétrodiffusion, on se propose de modéliser le PR moyen d'une façon simplifiée.

Sur une surface plane, lorsque que la réflexion de surface est spéculaire le coefficient de réflexion de surface à l'interface air-neige peut être calculé à partir des équations du coefficient de Fresnel. Sur la neige froide et sèche, le coefficient de Fresnel est fonction de la partie réelle de la constante diélectrique effective de la neige, qui elle même est uniquement dépendant de la densité de neige. Le coefficient de Fresnel est donc quasiment indépendant de la fréquence radar. Ce modèle est simpliste car ne considère pas les effets de la stratification et de la rugosité. Le PR moyen peut être défini comme suit :

$$T_{B,p} = \varepsilon_p \times T \quad (4.3)$$

Où ε_p est l'émissivité et T la température de la neige ; p (h, v) la polarisation verticale ou horizontale. Comme l'émissivité peut s'écrire $\varepsilon_p = 1 - R_p$ (Ulaby et al., 1982) alors,

$$PR_{\text{moyen}} = \frac{\varepsilon_v}{\varepsilon_h} = \frac{1 - R_v}{1 - R_h} \quad (4.4)$$

A 53.1° , pour une densité moyenne de 350 kg m^{-3} : $R_h = 0.067$ et $R_v = 0.00003$ alors $R_v \ll 1$ par conséquent l'équation 4.4 devient :

$$\text{PR}_{\text{moyen}} \cong 1 + R_h \quad (4.5)$$

avec

$$R_h = \left\{ \frac{\cos \vartheta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \vartheta}}{\cos \vartheta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \vartheta}} \right\}^2 \quad (4.6)$$

R_h est le carré du coefficient de Fresnel dans la polarisation horizontale. Il est fonction de l'angle d'incidence (ϑ) et de la constante diélectrique de la neige (ε)

D'après Tiuri et al. (1984) la constante diélectrique peut s'exprimer en fonction de la densité de la neige (ρ) comme suit :

$$\varepsilon = 1 + 1.7\rho + 0.7\rho^2 \quad (4.7)$$

Nous utiliserons ce modèle simpliste (4.5) pour obtenir des ordres de grandeurs afin d'illustrer le rôle de la densité dans le signal moyen. Pour des densités de surface raisonnables variant de 250 à 450 kg m⁻³, la constante diélectrique de la neige varie de 1.47 à 1.91, par conséquent le PR moyen varie de 1.04 à 1.10. Cette variation du PR moyen simulé ne représente donc que 40 % des variations du PR moyen observé. Pour rappel, le PR moyen observé à l'échelle de l'Antarctique varie entre 1.05 et 1.25. Ainsi, si l'on considère une densité moyenne de surface de 917 kg m⁻³, celle de la glace, le PR moyen est de 1.24 soit 96 % des variations observées du PR moyen. En négligeant ainsi les effets de la stratification et de la rugosité de surface, il faudrait donc une densité proche de celle de la glace (917 kg m⁻³) pour atteindre un PR moyen de 1.24. Or, même cette valeur pour une densité extrêmement rare à la surface de l'Antarctique est inférieure aux observations. Une telle densité de surface n'est également possible que quand la surface est constituée de glace bleue ou bien connaît régulièrement des phénomènes de fonte et de regel. Or, les régions dans lesquelles les fortes moyennes de PR et de coefficients de rétrodiffusion sont observées ne présentent aucune de ces caractéristiques. Ceci démontre clairement qu'il y a d'autres sources de contributions et qu'un modèle basé uniquement sur la densité est insuffisant pour expliquer le signal moyen du PR. Ces autres sources de contributions peuvent être celles des diffusions de surface liées à la rugosité et densité de surface et des diffusions de volume liées à la stratification du manteau neigeux. La contribution des diffusions de volume liées à la stratification du manteau neigeux semble la plus judicieuse dans le sens où si les strates qui contribuent au signal sont proches de la surface (inférieur à 1 m dans notre cas), elles affecteront de la même façon toutes les fréquences. Alors que quand il s'agit de la rugosité de surface, les impacts sur le signal (notamment le coefficient de rétrodiffusion) seraient différents selon la fréquence radar (Ulaby et al., 1982). De plus, l'analyse des PR moyens des fréquences 85 GHz et 19 GHz de SSM/I sur la période 2013 à 2016 révèle des répartitions spatiales similaires mais avec des valeurs de PR moyens plus élevées dans les basses fréquences que les hautes fréquences. Ceci se traduit par une augmentation du signal avec la profondeur de pénétration, donc lié aux nombres de strates dans le manteau neigeux (Surdyk and Fily (1993, 1995)). Les distributions spatiales des coefficients de rétrodiffusion et du PR moyens seraient donc liées à la distribution spatiales des stratification dans le manteau neigeux. Les régions de Dronning Maud Land et Mary Byrd Land seraient ainsi des régions fortement stratifiées. Les raisons ou les mécanismes responsables d'une telle répartition de la stratification du manteau neigeux sur le continent Antarctique ne sont pas

explorées dans cette thèse, car on se concentre ici que sur les comportements saisonniers des observations satellites.

4.5.2 Distribution spatiale des amplitudes saisonnières

Une fois encore pour interpréter la distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion et du PR à 37 GHz, nous étudions la sensibilité du PR aux différentes propriétés du manteau neigeux telles que la densité de la neige, la taille des grains de la neige, la température de la neige et la stratification de la neige. Pour ce faire, nous utilisons le modèle électromagnétique de transfert radiatif DMRT-ML (Dense Media Radiatif Transfer Multi-Layered) développé à l'IGE (Picard et al., 2013). Avant de rentrer dans le vif du sujet des simulations, nous introduisons tout d'abord un nouveau paramètre, index de l'amplitude saisonnière du PR, pour des raisons de simplicité.

4.5.2.1 Simulations avec le modèle DMRT-ML

DMRT-ML (Dense Media Radiatif Transfer Multi-Layered) est un modèle numérique physique développé à l'IGE pour le calcul des radiations thermiques émises par le manteau neigeux (Picard et al., 2013). Il est basé sur la théorie du transfert radiatif des milieux denses (Shih et al. (1997); Tsang et al. (2000, 1985, 2007); West et al. (1993)) pour le calcul des coefficients de diffusion et d'extinction du manteau neigeux. Dans cette théorie, le manteau neigeux est considéré comme un empilement de plusieurs couches de neige homogènes horizontales. Les surfaces des couches sont supposées planes donc non rugueuses. Le modèle DMRT-ML simule la température de brillance (T_B) à des polarisations horizontales et verticales à un angle d'incidence donné. Il a été validé sur diverses régions couvertes de neige telles que les régions arctiques et antarctiques (Dupont et al., 2012), les régions de couches de neige saisonnières (la neige saisonnière au Québec) et pérennes (la calotte polaire Antarctique) (Brucker et al. (2011, 2010); Roy et al. (2013)). Sur la neige froide et sèche, quatre paramètres principaux sont requis en entrée du modèle pour chaque couche : épaisseur de la couche (h), taille des grains de neige (Φ_g), densité de la neige (ρ) et température (T).

Le manteau neigeux en Antarctique est composé de plusieurs couches liées aux accumulations successives de nouvelle neige et présente souvent des changements rapides et discontinus de la taille des grains de neige et de la densité sur la profondeur d'où proviennent les radiations thermiques (Alley (1987, 1988)). Dans la bande Ka, les radiations thermiques émises émanent d'une profondeur entre 0.1 et 2 m pour les tailles de grains variant entre 1 et 0.2 mm (Macelloni et al. (2007); Picard et al. (2009); Sherjal and Fily (1994); Surdyk (2002a)). Nous considérons, pour des simulations plus réalistes, un manteau neigeux idéalisé et hétérogène en utilisant les profils verticaux des propriétés de neige définis dans Adodo et al. (2018) (voir annexe A). Le profil vertical de la taille de grains de neige est déterminé à partir de la température de la neige dont la diffusivité thermique dépend de la densité moyenne du milieu. En somme, la densité, la température et la taille des grains de neige varient simultanément avec la profondeur. Pour le calcul des caractéristiques saisonnières nous avons fait l'hypothèse d'un profil sinusoïdal de température de surface sur une année, un profil de densité de surface avec des amplitudes saisonnières différentes et un profil de taille de grains de neige de surface constant.

Index de l'amplitude saisonnière du PR

Afin de simplifier les calculs de l'amplitude saisonnières du PR simulé à 37 GHz, nous introduisons un indice qui est directement lié à l'amplitude saisonnière et présente l'avantage d'être directement calculable et beaucoup plus représentatif des variations saisonnières du PR que par l'ajustement avec une fonction sinusoïde. Cet indice sera noté PRAI (Polarisation Ratio Amplitude Index) et défini comme suit :

$$\text{PRAI} = \text{mPR} - \frac{\text{mT}_{B,v}}{\text{mT}_{B,h}} \quad (4.8)$$

où la lettre m indique la moyenne des variables sur la période d'observation, 2013 à 2016 pour la fréquence de 37 GHz dans notre cas.

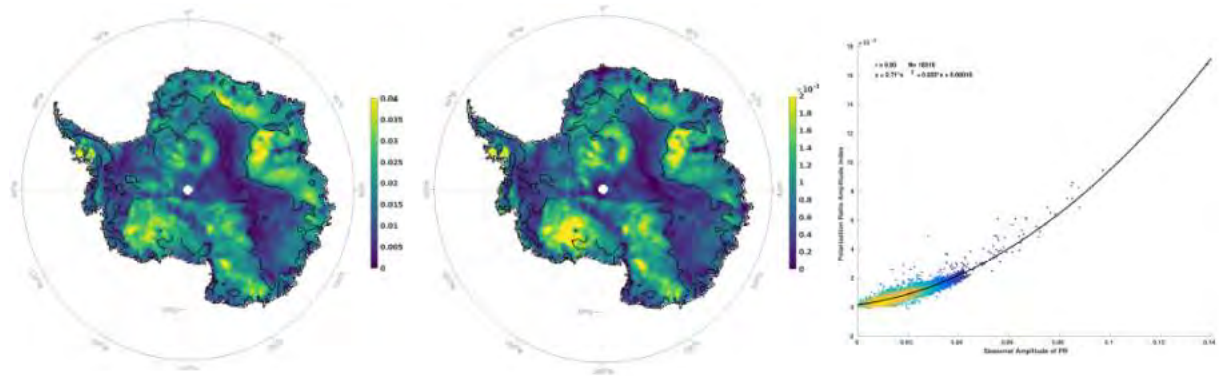


FIGURE 4.13 – Distributions spatiales des amplitudes saisonnières PR (gauche), du PRAI (centre) et le diagramme de dispersion des amplitudes saisonnières du PR par rapport au PRAI (droite).

La figure 4.13 montre les distributions spatiales des amplitudes saisonnières du PR et du paramètre PRAI. On note une forte cohérence spatiale entre ces deux variables. Le coefficient de corrélation est de 0.93. Une comparaison visuelle de la carte du PRAI avec celle des erreurs quadratiques moyennes (RMSE, Fig. 4.14) de l'ajustement des séries temporelles avec le modèle de l'équation 4.1 montre de fortes valeurs du RMSE dans les régions de Mary Byrd Land ce qui est indicatif d'une moyenne efficacité de l'ajustement. Or, le paramètre PRAI capture plutôt bien cette variabilité dans cette région. Ainsi la simulation du PRAI donne une estimation réaliste des variations d'amplitudes saisonnières observées. Dans les sections qui suivent, on simulera la sensibilité du paramètre PRAI aux propriétés du manteaux neigeux avec le modèle DMRT-ML.

Effets de la stratification

Pour simuler les effets de la stratification sur l'évolution de l'amplitude saisonnière du PR à 37 GHz en fonction de l'amplitude saisonnière de la densité, on fait varier les amplitudes saisonnières de la densité entre 0 à 150 kg m^{-3} sachant que la valeur raisonnable est inférieure à 60 kg m^{-3} pour des densités moyennes de 350 et 450 kg m^{-3} . La taille des grains est égale à 0.3 mm avec une température moyenne de 250 K et d'amplitude saisonnière de 20 K. Les simulations sont réalisées pour deux cas : la première pour un manteau d'épaisseur 2.5 m constitué de 10 couches de 0.25 m d'épaisseur, la seconde pour un manteau d'épaisseur 2.5 m constitué de 50 couches de

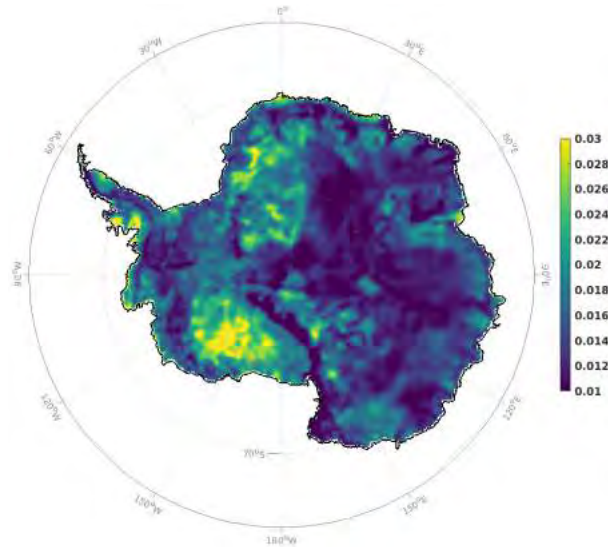


FIGURE 4.14 – Distributions spatiales des erreurs quadratiques moyennes de l’ajustement des séries temporelles du PR avec l’équation 4.1.

0.05 m d’épaisseur.

Les simulations de la figure 4.15, montrent que le nombre de strates dans le manteau neigeux contribue à diminuer légèrement les variations du PRAI et ceci quelque soit la densité moyenne. Globalement, PRAI augmente avec les amplitudes saisonnières de la densité. Cependant, pour des amplitudes saisonnières de densité de 60 kg m^{-3} le PRAI simulé est inférieur à 0.5×10^{-3} , ce qui est très inférieur devant les valeurs du PRAI observé qui s’étendent de 0 à 3×10^{-3} .

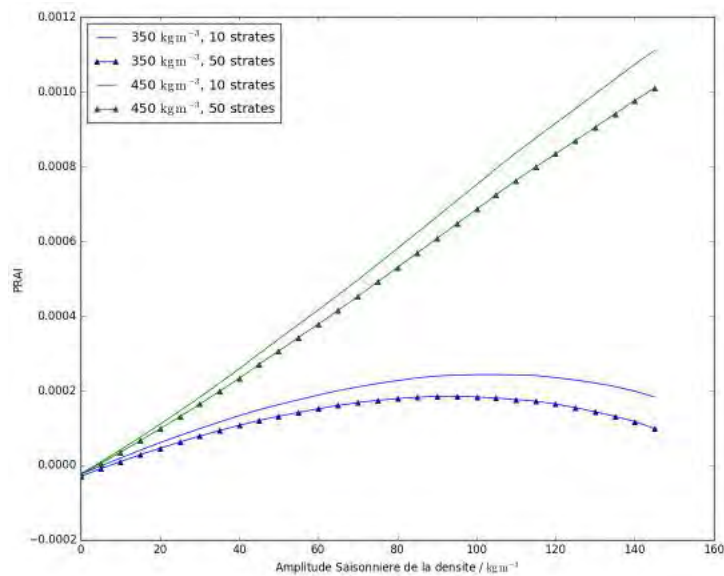


FIGURE 4.15 – Evolution du PRAI en fonction des amplitudes saisonnières de la densité de surface pour des densités moyennes de 350 et 450 kg m^{-3} et différents nombres de strates 10 et 50.

Effets de la taille des grains de neige

Les simulations sont ici réalisées avec un profil constant de taille de grains de neige de surface de 0.3 et 0.5 mm. Globalement, les variations du PRAI simulées sont très inférieures à celles

observées (Fig. 4.16). Les simulations indiquent que lorsque le manteau est constitué de tailles de grain larges, les valeurs du paramètre PRAI diminuent et deviennent négatives avec les fortes amplitudes saisonnières de la densité de surface. Ceci est la conséquence de la diffusion de Rayleigh, qui augmente avec la taille des grains réduisant les radiations thermiques émises de sortir du manteau neigeux. On constate que dans les deux cas de simulations (nombre de strate et taille de grain), les valeurs du PRAI augmentent avec l'amplitude saisonnière de la densité et diminuent avec les grains de taille larges. Plus cette amplitude est grande plus la valeur simulée est élevée. Néanmoins dans le cas des amplitudes saisonnières de densité de surface raisonnables (environ 60 kg m^{-3}) les valeurs du PRAI simulées n'excèdent pas 0.5×10^{-3} , alors que les valeurs maximales du PRAI observées sont autour de 2×10^{-3} . Ce qui montrent que la densité de surface et les tailles de grains ne peuvent pas expliquer toutes les variations du PRAI.

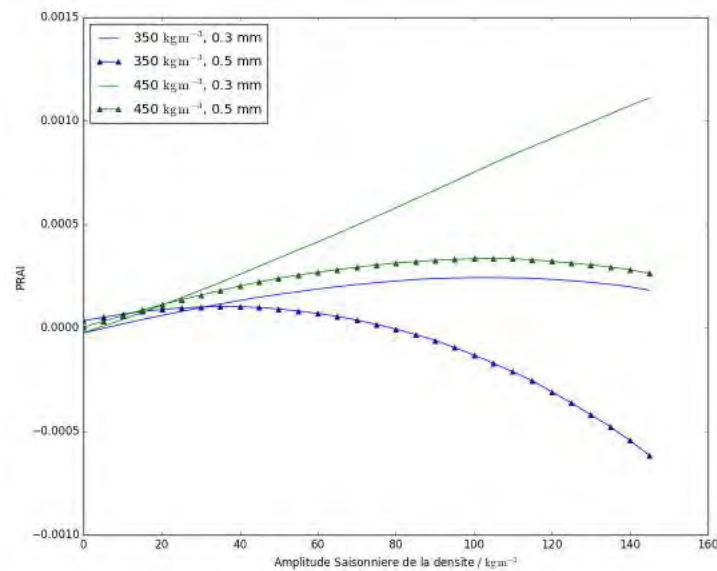


FIGURE 4.16 – Evolution du PRAI en fonction des amplitudes saisonnières de la densité de surface pour des densités moyennes de 350 et 450 kg m^{-3} et différentes tailles des grains de neige 0.3 et 0.5 mm

Effets de la température de la neige

Les simulations sont réalisées pour des profils sinusoïdaux de température de surface moyenne de 230 et 250 K avec des amplitudes saisonnières de 20 K. Les simulations de la figure 4.17 montrent que les amplitudes du PRAI sont plus importantes pour les basses température moyennes que pour les hautes températures toutefois le niveau moyen du PRAI simulé est toujours très inférieur à celui observé. Les fortes valeurs du PRAI dans les basses températures peuvent s'expliquer par une importante contribution du volume liée à une forte pénétration de l'onde dans la neige plus froide. De plus, lorsque de la température moyenne est élevée, elle entraîne une accélération du métamorphisme des grains de neige, produit des grains de taille larges et diminue ainsi le PRAI. Parce que plus la taille des grains augmente plus le PRAI est faible et négatif (Fig. 4.17). Les amplitudes ni les moyennes de la température de surface ne peuvent pas expliquer toutes les variations spatiales du PRAI observées.

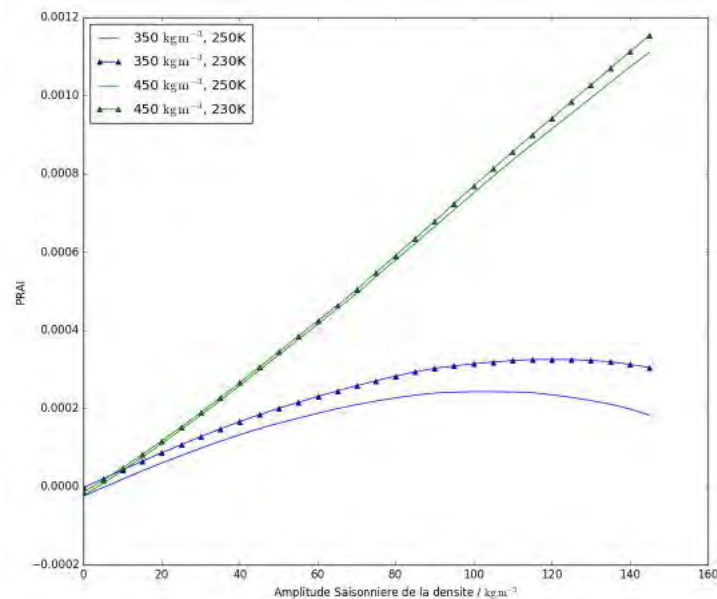


FIGURE 4.17 – Evolution du PRAI en fonction des amplitudes saisonnières de la densité de surface pour des densités moyennes de 350 et 450 kg m^{-3} et différentes moyennes de température de surface 230 et 250 K.

En somme, les simulations démontrent que les variations d’amplitudes saisonnières ou moyennes de la densité, de la température, tailles des grains et de la stratification ne peuvent pas à elles seules expliquer les variations du PRAI observées et par conséquent il existerait donc d’autres sources de contributions.

Anthony Lemoine, dans le cadre de son stage M2 à l’IGE a simulé les températures de brillance aux différents stops du raid ANR-ASUMA (notamment aux stops 0 à 5) en utilisant en entrée du modèle SMRT (Snow Microwave Radiative Transfert model) (Picard et al., 2017), même configuration que DMRT-ML, les différents profils verticaux de température de la neige, de densité et de taille de grains collectés dans les puits de forages pendant l’été 2016-2017 (Fig. 4.18). Il a montré que les températures de brillance simulées avec les mesures de terrain sont toujours inférieures à celles observées par le capteur SSM/I à 37 GHz et que les biais entre les observations et les simulations sont plus importants dans les polarisations horizontales que dans les polarisations verticales, ce qui suggère que la température de brillance de la polarisation horizontale est moyennement bien modélisée en supposant que les variations du coefficient de réflexion de surfaces sont uniquement liées à la densité.

L’auteur a associé ces biais entre simulations et observations à une mauvaise prise en compte des variations des propriétés de neige de la couche superficielle ou à une probable erreur de représentativité des mesures in situ par rapport aux pixels des mesures satellites. Surdyk and Fily (1995) ont tenté d’expliquer les écarts entre les PR observés et modélisés dans la fréquence 37 GHz à un point (-130.46° , 82.31°) situé dans la région des surfaces polies et vitrées par la présence des givres de profondeur de taille large (cup-shaped) qui se comporteraient comme des grains fins en terme de diffusion de volume. Toutefois, les auteurs soupçonnent également une contribution non négligeable de la rugosité dans le signal. Comme la température de brillance de la polarisation horizontale est mal modélisée, cela se répercute donc sur les variations temporelles

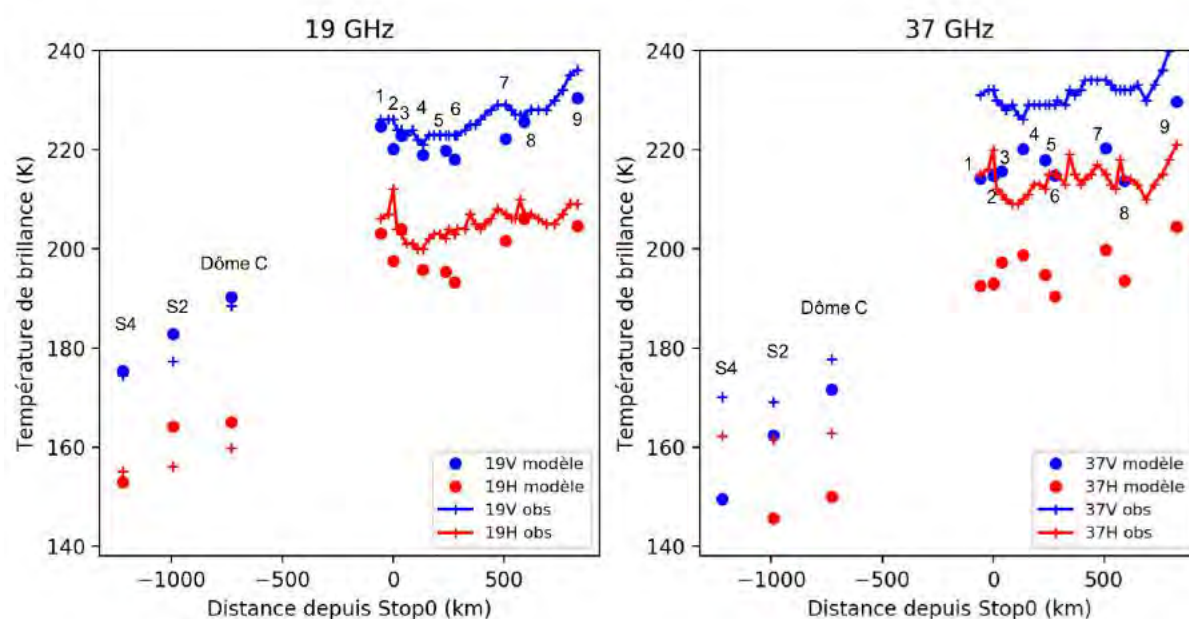


FIGURE 4.18 – Variations spatiales de la température de brillance pour l'ensemble des sites étudiés :Dôme C, S2, S4 et les différents stops de la traverse ASUMA étudiés (Sortie (1) ; Stop0 (2) ; Stop1 (3) ; Stop2 (4) ; Stop3 (5) ; Stop4 (6) ; Stop5 (7) ; Frontière australienne (8) ; D47 (9)) pour les polarisations verticale et horizontale à 19 et 37 GHz, Crédit [Anthony Lemoine, 2018].

et inter-annuelles du PR qui est lui même fortement dépendant des variations de la polarisation horizontale. La température de brillance de la polarisation horizontale est connue pour être sensible à la densité et à la rugosité de surface de la neige. Les fortes valeurs du PRAI observées dans les régions de surfaces vitrées et polies indiqueraient que l'influence de la rugosité de surface est beaucoup plus importante qu'on ne le suppose. L'influence de la rugosité s'accroît avec la densité, en raison de l'augmentation de la différence des constantes diélectriques entre l'air et la neige.

In fine, comme le modèle DMRT-ML dans ses approximations considère les surfaces des couches de neige lisses donc ne prend pas en compte l'effet de la rugosité de surface des interfaces sur le signal, et que les variations de la densité de surface, de la taille des grains et de la température n'expliquent pas toutes les variations observées du PRAI surtout les plus élevées dans les régions de surfaces vitrées et polies. On estime que la rugosité de surface est responsable de ces fortes variations. Contrairement à ce que proposaient plusieurs études, les influences de la rugosité de surface sur la température de brillance ne seraient pas négligeables mais plutôt très importantes et significatives comme pour les observations altimétriques.

4.6 Conclusion

Nous avons étudié dans ce chapitre les caractéristiques saisonnières des températures de brillance à visée verticale et du ratio de polarisation à 37 GHz. Nous avons ensuite comparé les mesures radiométriques à 37 GHz avec les mesures altimétriques afin d'exploiter les informations qu'elles ont en commun pour comprendre et interpréter les différentes signatures géographiques observées.

La distribution spatiale des coefficients de corrélations linéaires entre la température de brillance à visée verticale et le coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka montre que ces deux paramètres sont corrélés sur le plateau Antarctique, dans les régions de pics de rétrodiffusion en hiver de la bande Ku et anti-corrélés dans le reste du continent. Les coefficients de corrélation positifs dus à l'évolution simultanée de la température de brillance et du coefficient de rétrodiffusion dans la même direction est un indicateur d'une dépendance à la rugosité de surface (Fung, 1994). Le coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka subit donc l'influence de la rugosité de surface dans les régions de pics de rétrodiffusion en été de la bande Ku expliquant les faibles amplitudes saisonnières observées dans ces régions.

Ensuite, la comparaison des caractéristiques (moyenne, amplitude saisonnière, date du pic de rétrodiffusion et tendance) du ratio de polarisation, PR, à 37 GHz et du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka montre une forte corrélation spatiale de ces deux paramètres indiquant qu'ils sont liés et ont des informations en commun.

Les simulations du PR moyen de la bande Ka montre que les variations de densité moyenne ne peuvent pas expliquer la distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion. Une forte contribution de diffusion de volume émanant des strates des couches superficielles du manteau neigeux serait donc responsable de la distribution des moyennes du coefficient de rétrodiffusion.

Par ailleurs, les simulations des amplitudes saisonnières du PR, représenté par le paramètre PRAI, avec le modèle de transfert radiatif DMRT-ML qui ne prend pas en compte la rugosité de surface de la neige montrent une sous estimation importante du PRAI. Pour approcher les valeurs élevées observées du PRAI avec le modèle DMRT-ML, il faut faire l'hypothèse d'un manteau neigeux homogène avec des densités moyennes supérieures à 450 kg m^{-3} et des variations d'amplitude saisonnière supérieure à 100 kg m^{-3} . Cette hypothèse n'est pas du tout réaliste car le manteau neigeux naturel est un milieu hétérogène et que les amplitudes saisonnières raisonnables de la densité sont autour de 60 kg m^{-3} . Pour comprendre les raisons de la sous-estimation des températures de brillance de la polarisation horizontale dans les hautes fréquences avec le modèle DMRT-ML, il est important de prendre en compte les propriétés de rugosité de surface de la neige.

Au stade actuel de notre connaissance de la rugosité de surface de la neige Antarctique, nous ne sommes pas encore capable d'intégrer un modèle de rugosité au modèle DMRT-ML à cause du manque d'informations sur la variabilité de la rugosité et de mesures in situ pour valider les modèles. Les modèles de diffusions de surfaces existants ne sont valides que pour une certaine gamme de longueur d'onde donnée.

Chapitre 5

Conclusion et Perspectives

Sommaire

5.1 Conclusion	73
5.2 Perspectives	75

5.1 Conclusion

Nous nous sommes intéressés à la “physique de la mesure” des altimètres et radiomètres sur la neige de la calotte Antarctique. Il s’agit globalement de l’étude des caractéristiques saisonnières de ces mesures. Ce travail a été consacré à l’étude des coefficients de rétrodiffusion mesurés par les altimètres radars de la plus basse fréquence (bande S, 3.2 GHz) à la plus haute fréquence (bande Ka, 37 GHz) en passant par la bande Ku (13.6 GHz) et des températures de brillance (T_B) mesurées par des radiomètres dans la fréquence de 37 GHz, soit à visée verticale à bord des missions altimétriques soit à visée oblique à bord des missions radiométriques.

L’une des observations clés de cette étude est que le signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion se comporte différemment en fonction de la fréquence radar et de la région. Cela démontre une appréhension différente du volume ou de la rugosité de surface selon la fréquence. Le maximum des cycles saisonniers du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku sur la calotte Antarctique révèle une distribution nettement bimodale et une signature géographique très marquée. Le signal est maximum entre janvier et mi-avril, l’été austral, dans une région (plateau Antarctique) et maximum entre juin et septembre, l’hiver, dans le reste du continent. Par ailleurs, le maximum des cycles saisonniers du coefficient de rétrodiffusion des bandes S et Ka montre une distribution unimodale, maximum en été pour l’un et maximum en hiver pour l’autre. Un déphasage d’environ 40 jours a été observé entre le maximum des cycles saisonniers de la bande Ka et le maximum d’hiver des cycles saisonniers de la bande Ku et est attribué à la propagation de la température dans le manteau neigeux. Ce résultat démontre une forte influence de la température sur le signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion des bandes Ku et Ka. Le comportement contrasté du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku sur la calotte Antarctique peut constituer une source importante de biais dans l’inter comparaison de différentes missions altimétriques. Par exemple dans un traitement automatique des séries

temporelles des missions des missions ERS-2 et ENVISAT, une inversion du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion liée à la rugosité de surface sera perçue comme un artefact et écartés sauf qu'il s'agit bien d'un événement physique.

La compréhension de la signature géographique particulière du maximum des cycles saisonniers du coefficient de rétrodiffusion des différentes fréquences, nous a amené à explorer la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion aux différentes propriétés du manteau neigeux : taille des grains de neige, la densité et température de la neige avec un modèle électromagnétique. Compte tenu de sa grande longueur d'onde et sa grande profondeur de pénétration (supérieure à quelques dizaines de mètres), théoriquement on s'attend à ce que l'écho de volume domine le signal saisonnier de la bande S. Ceci n'est pas le cas et peut s'expliquer par la configuration de l'altimètre radar qui fonctionne en mode d'impulsion à durée limitée, ce qui signifie que plus l'onde radar pénètre dans le manteau neigeux plus le signal de volume va mettre de temps à revenir au capteur par conséquent l'écho de volume est peu ou pas échantillonné par le satellite. Les variations saisonnières du signal de rétrodiffusion de la bande S proviennent essentiellement de la surface et sont dominées par le cycle de rugosité de surface. Nous pensons que la bande S serait pertinente pour étudier la rugosité de surface à l'échelle des sastrugi. Une possible limitation de cette méthode est de savoir s'il s'agit de la rugosité de la profondeur à laquelle l'onde a pénétré ou bien celle de la surface réelle du manteau neigeux. Bien évidemment, cette conclusion doit être considérée avec un peu de recul du fait du manque de mesures et d'informations sur la rugosité de surface de la calotte Antarctique. Nous avons également montré que la signature spatiale observée pour le maximum des cycles saisonniers du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku est liée à la présence ou non des ondulations et aspérités de surface. En présence des mégadunes ou de surfaces et polies et vitrées, le signal saisonnier est maximum en hiver et en cas d'absence, maximum en été. Ainsi, le cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion est un bon indicateur de présence de rugosité de surface. Il est un atout pour la planification et les calibrations des missions de terrains et de satellites.

L'étude comparative des caractéristiques saisonnières des mesures altimétriques et radiométriques dans la bande Ka a révélé des informations pertinentes sur l'état de la surface de la calotte. D'une part, les séries temporelles des coefficient de rétrodiffusion et de température de brillance mesurées simultanément dans la fréquence 37 GHz par le satellite SARAL montrent une évolution dans le même sens sur le plateau Antarctique et inverse ailleurs. Le comportement des deux signaux sur le plateau Antarctique s'explique par une forte influence de la rugosité de surface sur le signal altimétrique (Fung, 1994). D'autre part, on observe une forte corrélation spatiale entre les caractéristiques saisonnières du coefficient de rétrodiffusion et du ratio de polarisation dans la fréquence 37 GHz. En considérant ces deux résultats, la surface du plateau Antarctique apparaît plus rugueuse dans la bande Ka et la distribution spatiale des amplitudes saisonnières du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ka est liée à la rugosité de surface. Ce résultat est surprenant du fait que les amplitudes saisonnières sont les plus fortes dans les régions de mégadunes et de surfaces polies et vitrées et faibles sur le plateau Antarctique. C'est une évidence que l'échelle de rugosité qui affecte le signal altimétrique dépend de la longueur d'onde radar (Fung (1994); Fung et al. (2010); Ulaby et al. (1982)).

Aussi, les fortes corrélations spatiales observées entre les moyennes des coefficients de rétrodiffusion des bandes S, Ku, Ka, et du ratio de polarisation de la bande Ka décrivent la signature de la stratification du manteau neigeux. Ainsi, Dronning Maud Land et Marie Byrd Land sont des régions dont la stratification est plus importante dans le premier mètre du manteau neigeux sur l'ensemble du continent. Toutefois, les processus responsables d'une telle répartition spatiale de la stratification n'ont pas été abordés pendant cette thèse et restent donc à documenter.

Bien que le manque d'informations sur la rugosité de surface de la calotte Antarctique constitue une limitation à notre étude, nous avons tout de même réussi à décrypter les mécanismes qui contrôlent les variations spatio-temporelles des coefficients de rétrodiffusion et du ratio de polarisation (PR). En somme, cette thèse montre le grand intérêt des capteurs altimètres multi-fréquences (bandes S, Ku et Ka) dans la compréhension de la physique de la mesure des altimètres radars. Dans les hyperfréquences, à 37 GHz, la synergie des données altimétriques et radiométriques offre de nouvelles informations concordantes sur l'évolution des propriétés de proche surface du manteau neigeux et atteste une influence significative de la rugosité de surface sur les températures de brillance.

5.2 Perspectives

Cette thèse n'a pas apporté que des réponses mais également des interrogations. Au terme de ce travail, on peut s'apercevoir que le mot qui revient le plus souvent est "la rugosité de surface". Son impact est très significatif sur les signaux micro-ondes, altimètres et radiomètres, mais elle demeure l'un des paramètres encore mal connus du manteau neigeux.

L'une des principales améliorations de ce travail serait d'incorporer un modèle de diffusion de surface dans le modèle DMRT-ML. Avant cela, il faut tout de même documenter et mesurer la rugosité de surface directement sur le terrain car le choix du modèle de diffusion de surface à considérer dépend beaucoup de l'échelle de rugosité qu'on veut modéliser. Par exemple, le modèle de diffusion de surface IEM (Integral Equation Model, Fung (1994)) n'est valide dans la bande Ka que pour les surfaces dont les écart-types de hauteur de surface sont inférieurs à 4 mm. Il est évident que mesurer la rugosité de surface sur le terrain relève du défi du fait que les surfaces naturelles sont composées de plusieurs échelles de rugosité non continues, superposées les unes aux autres (Fung et al., 2010). Un profil de surface contient donc des rugosités de l'échelle du millimètre à l'échelle des mégadunes. Ce travail de thèse a permis de collecter quelques indices sur l'échelle de rugosité susceptible d'affecter le signal de la bande Ka. Par exemple, dans les régions de mégadunes nous savons que ce sont les rugosités de l'échelle des surfaces polies et vitrées qui influenceront le signal de la bande Ka. Une fois le modèle de diffusion de surface déterminé et validé avec les mesures in-situ, on peut envisager d'extraire les propriétés de surface (densité et rugosité de surface) à l'échelle globale en combinant les données altimétriques et radiométriques de la fréquence 37 GHz.

Une perspective à court terme serait de quantifier l'impact des caractéristiques saisonnières

du coefficient de rétrodiffusion de la bande Ku sur la correction des erreurs de pénétration de l'onde radar sur l'estimation de l'élévation de la surface de la calotte Antarctique. Au lieu de considérer un algorithme de correction linéaire des erreurs de pénétration sur l'ensemble du continent, l'idée serait de développer des algorithmes de correction spécifique pour chaque région afin d'évaluer la différence avec les méthodes classiques. Ceci pourrait aider à comprendre et à séparer les variations de l'élévation de surface dues à la rugosité de surface de celles dues aux propriétés de volume du manteau neigeux.

Étendre nos analyses aux deux calottes serait un atout pour mieux accéder à tous les comportements des signaux micro-ondes radars sur les deux calottes polaires. Il s'agit de répéter les mêmes analyses des caractéristiques saisonnières des coefficients de rétrodiffusion et de températures de brillance sur la calotte du Groenland. Les résultats nous permettraient d'appréhender les différences de comportement du signal saisonnier du coefficient de rétrodiffusion et de la température de brillance en l'absence des mégadunes, de surfaces polies et vitrées et sur une surface de conditions météorologiques et glaciologiques différentes.

Une autre façon de poursuivre cette étude est de documenter les processus responsables de la distribution spatiale des stratifications observées dans les régions de Dronning Maud Land et Marie Byrd Land. On peut remarquer que les zones fortement stratifiées sont situées près des deux grandes plates-formes : Ross du côté de l'océan Pacifique et Ronne Filchner du côté de l'océan Atlantique. On soupçonne donc la signature d'une ou plusieurs conditions atmosphériques particulières qui affectent l'état de surface. Ces conditions atmosphériques favoriseraient d'importantes précipitations et accumulations de neige dans ces régions. L'analyse des données atmosphériques, des impacts de El Nino, du Southern Annual Mode (SAM) et du Antarctic Circumpolar Wave (ACW) peuvent apporter des réponses à ces interrogations.

Bibliographie

- Adodo, F. I., Remy, F., and Picard, G. (2018). Seasonal variations of the backscattering coefficient measured by radar altimeters over the antarctic ice sheet. *The Cryosphere*, 12(5) :1767–1778. 39, 65
- Alley, R. (1987). Texture of polar firn for remote sensing. *Annals of Glaciology*, 9 :1–4. 65
- Alley, R. B. (1988). Concerning the deposition and diagenesis of strata in polar firn. *Journal of Glaciology*, 34(118) :283–290. 65
- Allison, I., Alley, R., Fricker, H., Thomas, R., and Warner, R. (2009). Ice sheet mass balance and sea level. *Antarctic Science*, 21(5) :413–426.
- Armitage, T. W., Wingham, D. J., and Ridout, A. L. (2014). Meteorological origin of the static crossover pattern present in low-resolution-mode cryosat-2 data over central antarctica. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(7) :1295–1299. 24, 39
- Arthern, R., Wingham, D., and Ridout, A. (2001). Controls on ers altimeter measurements over ice sheets : Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D24) :33471–33484. 12, 24, 32
- Bindschadler, R., Choi, H., Shuman, C., and Markus, T. (2005). Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 98(4) :388–402. 11
- Bingham, A. W. and Drinkwater, M. R. (2000). Recent changes in the microwave scattering properties of the antarctic ice sheet. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(4) :1810–1820.
- Bintanja, R. (1999). On the glaciological, meteorological, and climatological significance of antarctic blue ice areas. *Reviews of Geophysics*, 37(3) :337–359. 9, 55
- Bintanja, R. and Van Den Broeke, M. R. (1995). The surface energy balance of antarctic snow and blue ice. *Journal of Applied Meteorology*, 34(4) :902–926. 55
- Brenner, A., Bindschadler, R., Thomas, R., and Zwally, H. (1983). Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C3) :1617–1623. 19

- Brenner, A. C., DiMarzio, J. P., and Zwally, H. J. (2007). Precision and accuracy of satellite radar and laser altimeter data over the continental ice sheets. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(2) :321–331. 32
- Brooks, R., Campbell, W. J., Ramseier, R. O., Stanley, H. R., and Zwally, H. J. (1978). Ice sheet topography by satellite altimetry. *Nature*, 274(5671) :539. 16
- Brown, G. (1977). The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE transactions on antennas and propagation*, 25(1) :67–74. 20
- Brucker, L., Picard, G., Arnaud, L., Barnola, J.-M., Schneebeli, M., Brunjail, H., Lefebvre, E., and Fily, M. (2011). Modeling time series of microwave brightness temperature at dome c, antarctica, using vertically resolved snow temperature and microstructure measurements. *Journal of Glaciology*, 57(201) :171–182. 65
- Brucker, L., Picard, G., and Fily, M. (2010). Snow grain-size profiles deduced from microwave snow emissivities in antarctica. *Journal of Glaciology*, 56(197) :514–526. 11, 52, 53, 65
- Cavalieri, D. and Parkinson, C. (2008). Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2006. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C7). 26
- Champollion, N., Picard, G., Arnaud, L., Lefebvre, E., and Fily, M. (2013). Hoar crystal development and disappearance at dome c, antarctica : observation by near-infrared photography and passive microwave satellite. *The Cryosphere*, 7(4) :1247. 11, 58
- Chang, T., Gloersen, P., Schmugge, T., Wilheit, T., and Zwally, H. (1976). Microwave emission from snow and glacier ice. *Journal of Glaciology*, 16(74) :23–39. 52
- Choudhury, B. J., Schmugge, T. J., Chang, A., and Newton, R. W. (1979). Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 84(C9) :5699–5706. 52
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M. A., Milne, G. A., Nerem, R. S., Nunn, P. D., et al. (2013). Sea level change. Technical report, PM Cambridge University Press. 1
- Colbeck, S. (1983). Theory of metamorphism of dry snow. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C9) :5475–5482. 11
- DeConto, R. M. and Pollard, D. (2016). Contribution of antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, 531(7596) :591. 1
- Drinkwater, M. R., Long, D. G., and Bingham, A. W. (2001). Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D24) :33935–33950. 11
- Dupont, F., Picard, G., Royer, A., Fily, M., Roy, A., and Champollion, N. (2012). Modeling the microwave emission of ice ; applications to the cap prud’homme blue ice area in antarctica and to the barnes ice cap superimposed ice in arctic. *IEEE Trans. Geo. Remote, in review*. 65

- Fahnestock, M. A., Scambos, T. A., Shuman, C. A., Arthern, R. J., Winebrenner, D. P., and Kwok, R. (2000). Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau : Extreme atmosphere-ice interaction. *Geophysical research letters*, 27(22) :3719–3722. 10, 53
- Flament, T. (2013). *Variations de hauteur de la calotte antarctique par altimétrie radar par satellite : amincissement dynamique, vidanges de lacs sous-glaciaires et autres curiosités*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier. xiii, 12, 24
- Flament, T. and Rémy, F. (2012). Dynamic thinning of antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 58(211) :830–840. 8, 10
- Frezzotti, M., Bitelli, G., De Michelis, P., Deponti, A., Forieri, A., Gandolfi, S., Maggi, V., Mancini, F., Remy, F., Tabacco, I. E., et al. (2004). Geophysical survey at talos dome, east antarctica : the search for a new deep-drilling site. *Annals of Glaciology*, 39 :423–432.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., and Urbini, S. (2002). Snow megadunes in antarctica : sedimentary structure and genesis. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D18). 41, 53
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gagnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R., and Fily, M. (2005). Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *Journal of Glaciology*, 51(172) :113–124. 10
- Fung, A. and Chen, M. (1981). Emission from an inhomogeneous layer with irregular interfaces. *Radio Science*, 16(3) :289–298. 52, 58
- Fung, A. K. (1994). Microwave scattering and emission models and their applications (artech house remote sensing library). 41, 46, 55, 56, 71, 74, 75
- Fung, A. K., Chen, K.-S., and Chen, K. (2010). *Microwave scattering and emission models for users*. Artech house. 46, 74, 75
- Goodwin, I. D. (1990). Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of eastern wilkes land, antarctica. *Antarctic science*, 2(3) :235–242. 11
- Gow, A. J. (1969). On the rates of growth of grains and crystals in south polar firn. *Journal of Glaciology*, 8(53) :241–252. 7
- Grody, N. (2008). Relationship between snow parameters and microwave satellite measurements : Theory compared with advanced microwave sounding unit observations from 23 to 150 ghz. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D22). 52
- Helm, V., Humbert, A., and Miller, H. (2014). Elevation and elevation change of greenland and antarctica derived from cryosat-2. *The Cryosphere*, 8(4) :1539–1559.
- Hui, F., Ci, T., Cheng, X., Scambo, T. A., Liu, Y., Zhang, Y., Chi, Z., Huang, H., Wang, X., Wang, F., et al. (2014). Mapping blue-ice areas in antarctica using etm+ and modis data. *Annals of Glaciology*, 55(66) :129–137. 55

- Hurkmans, R., Bamber, J., and Griggs, J. (2012). Brief communication” importance of slope-induced error correction in volume change estimates from radar altimetry”. *The Cryosphere*, 6(2) :447–451. 19
- Inoue, J. (1989). Surface drag over the snow surface of the antarctic plateau : 1. factors controlling surface drag over the katabatic wind region. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 94(D2) :2207–2217.
- Jin, Z., Charlock, T. P., Yang, P., Xie, Y., and Miller, W. (2008). Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and modis/ceres radiance comparison over antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 112(9) :3563–3581. 11
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.-M., Chappellaz, J., et al. (2007). Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years. *science*, 317(5839) :793–796. 6
- Jun, L. and Zwally, H. J. (2002). Modeled seasonal variations of firn density induced by steady-state surface air-temperature cycle. *Annals of Glaciology*, 34 :299–302.
- Kerr, A. (1993). Topography, climate and ice masses : a review. *Terra Nova*, 5(4) :332–342. 10
- King, J. C. and Turner, J. (2007). *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press. 1
- Kotliakov, V. M. (1966). snow cover of the antarctic and its role in the present day glaciation of the continent. *Snow cover of the Antarctic and its role in the present day glaciation of the continent*.
- Lacroix, P. (2007). *Apport de l’altimétrie radar spatiale à l’étude de la neige de la calotte polaire Antarctique*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III. xiii, 21
- Lacroix, P., Dechambre, M., Legrésy, B., Blarel, F., and Rémy, F. (2008a). On the use of the dual-frequency envisat altimeter to determine snowpack properties of the antarctic ice sheet. *Remote Sensing of Environment*, 112(4) :1712–1729. 12, 32, 35, 39, 46
- Lacroix, P., Legrésy, B., Coleman, R., Dechambre, M., and Rémy, F. (2007). Dual-frequency altimeter signal from envisat on the amery ice-shelf. *Remote Sensing of Environment*, 109(3) :285–294.
- Lacroix, P., Legrésy, B., Langley, K., Hamran, S., Kohler, J., Roques, S., Rémy, F., and Dechambre, M. (2008b). In situ measurements of snow surface roughness using a laser profiler. *Journal of Glaciology*, 54(187) :753–762. 11
- Lacroix, P., Legresy, B., Remy, F., Blarel, F., Picard, G., and Brucker, L. (2009). Rapid change of snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment*, 113(12) :2633–2641. 11
- Legresy, B., Papa, F., Remy, F., Vinay, G., Van den Bosch, M., and Zanife, O.-Z. (2005). Envisat radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ice-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95(2) :150–163. 20

- Legrésy, B. and Remy, F. (1997). Altimetric observations of surface characteristics of the antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 43(144) :265–275. 12
- Legrésy, B. and Rémy, F. (1998). Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 44(147) :197–206. 11, 32
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H., et al. (2007). Observations : changes in snow, ice and frozen ground. 2
- Lenaerts, J., Den Broeke, M., Berg, W., Meijgaard, E. v., and Kuipers Munneke, P. (2012). A new, high-resolution surface mass balance map of antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 39(4). 42
- Li, J. and Zwally, H. J. (2004). Modeling the density variation in the shallow firn layer. *Annals of Glaciology*, 38 :309–313.
- Li, J. and Zwally, H. J. (2011). Modeling of firn compaction for estimating ice-sheet mass change from observed ice-sheet elevation change. *Annals of Glaciology*, 52(59) :1–7.
- Liang, D., Xu, P., Tsang, L., Gui, Z., and Chen, K. (2009). Electromagnetic scattering by rough surfaces with large heights and slopes with applications to microwave remote sensing of rough surface over layered media. *Progress In Electromagnetics Research*, 95 :199–218. 52
- Long, D. G. and Drinkwater, M. (2000). Microwave wind direction retrieval over antarctica. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International*, volume 3, pages 1137–1139. IEEE. 11, 12, 52
- Macelloni, G., Brogioni, M., Pampaloni, P., and Cagnati, A. (2007). Multifrequency microwave emission from the dome-c area on the east antarctic plateau : temporal and spatial variability. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(7) :2029–2039. 65
- Male, D. H. (1980). 6 - THE SEASONAL SNOWCOVER. In Colbeck, S. C., editor, *Dynamics of Snow and Ice Masses*, pages 305–395. Academic Press.
- Martín-Español, A., Zammit-Mangion, A., Clarke, P. J., Flament, T., Helm, V., King, M. A., Luthcke, S. B., Petrie, E., Rémy, F., Schön, N., et al. (2016). Spatial and temporal antarctic ice sheet mass trends, glacio-isostatic adjustment, and surface processes from a joint inversion of satellite altimeter, gravity, and gps data. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 121(2) :182–200. 3
- Mätzler, C. (1998). Improved born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *Journal of Applied Physics*, 83(11) :6111–6117.
- Matzler, C., Aebischer, H., and Schanda, E. (1984). Microwave dielectric properties of surface snow. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 9(5) :366–371. 52
- Mellor, M. and Swithinbank, C. (1989). Airfields on antarctic glacier ice. Technical report, COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH. 55

- Mémin, A., Flament, T., Rémy, F., and Llubes, M. (2014). Snow-and ice-height change in antarctica from satellite gravimetry and altimetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 404 :344–353. 12
- Michel, A., Flament, T., and Rémy, F. (2014). Study of the penetration bias of envisat altimeter observations over antarctica in comparison to icesat observations. *Remote Sensing*, 6(10) :9412–9434. 24
- Nilsson, J., Gardner, A., Sørensen, L. S., and Forsberg, R. (2016). Improved retrieval of land ice topography from cryosat-2 data and its impact for volume-change estimation of the greenland ice sheet. *The Cryosphere*, 10(6) :2953.
- Nilsson, J., Vallelonga, P., Simonsen, S. B., Sørensen, L. S., Forsberg, R., Dahl-Jensen, D., Hirabayashi, M., Goto-Azuma, K., Hvidberg, C. S., Kjær, H. A., et al. (2015). Greenland 2012 melt event effects on cryosat-2 radar altimetry. *Geophysical Research Letters*, 42(10) :3919–3926.
- Parkinson, C. and Cavalieri, D. (2012). Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2010. *The Cryosphere*, 6(4) :871. 26
- Picard, G., Brucker, L., Fily, M., Gallée, H., and Krinner, G. (2009). Modeling time series of microwave brightness temperature in antarctica. *Journal of Glaciology*, 55(191) :537–551. 65
- Picard, G., Brucker, L., Roy, A., Dupont, F., Fily, M., Royer, A., and Harlow, C. (2013). Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the Dense Media Radiative transfer theory : the DMRT-ML model. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :1061–1078. 65
- Picard, G., Domine, F., Krinner, G., Arnaud, L., and Lefebvre, E. (2012). Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior antarctica. *Nature Climate Change*, 2(11) :795. 8
- Picard, G. and Fily, M. (2006). Surface melting observations in antarctica by microwave radiometers : Correcting 26-year time series from changes in acquisition hours. *Remote sensing of environment*, 104(3) :325–336. 8, 36
- Picard, G., Fily, M., and Gallée, H. (2007). Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator in antarctica. *Annals of Glaciology*, 46 :29–34. 8
- Picard, G., Royer, A., Arnaud, L., and Fily, M. (2014). Influence of meter-scale wind-formed features on the variability of the microwave brightness temperature around dome c in antarctica. *The Cryosphere*, 8(3) :1105–1119. 11
- Picard, G., Sandells, M., Löwe, H., Dumont, M., Essery, R., Floury, N., Kontu, A., Lemmetyinen, J., Maslanka, W., Mätzler, C., et al. (2017). Smrt : A new, modular snow microwave radiative transfer model. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 19, page 15933. 69
- Rémy, F. (2003). *L’Antarctique : la mémoire de la terre vue de l’espace*. CNRS. xiii, 8

- Remy, F., Brossier, C., and Minster, J. (1990). Intensity of satellite radar-altimeter return power over continental ice : a potential measurement of katabatic wind intensity. *Journal of Glaciology*, 36(123) :133–142. 11
- Remy, F., Flament, T., Blarel, F., and Benveniste, J. (2012). Radar altimetry measurements over antarctic ice sheet : A focus on antenna polarization and change in backscatter problems. *Advances in Space Research*, 50(8) :998–1006. 24
- Rémy, F., Flament, T., Michel, A., and Blumstein, D. (2015). Envisat and saral/altika observations of the antarctic ice sheet : A comparison between the ku-band and ka-band. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :510–521. 24, 59
- Rémy, F. and Frezzotti, M. (2006). Antarctica ice sheet mass balance. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(14-15) :1084–1097. 7
- Remy, F., Ledroit, M., and Minster, J. (1992). Katabatic wind intensity and direction over antarctica derived from scatterometer data. *Geophysical Research Letters*, 19(10) :1021–1024. 11, 12, 52
- Remy, F., Mazzega, P., Houry, S., Brossier, C., and Minster, J. (1989). Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite-altimeter data. *Journal of Glaciology*, 35(119) :98–107. 19
- Remy, F. and Minster, J. (1991). A comparison between active and passive microwave measurements of the antarctic ice sheet and their association with the surface katabatic winds. *Journal of Glaciology*, 37(125) :3–10.
- Rémy, F. and Parouty, S. (2009). Antarctic ice sheet and radar altimetry : A review. *Remote Sensing*, 1(4) :1212–1239. 32
- Rémy, F., Shaeffer, P., and Legrésy, B. (1999). Ice flow physical processes derived from the ers-1 high-resolution map of the antarctica and greenland ice sheets. *Geophysical Journal International*, 139(3) :645–656. 9
- Rémy, F., Testut, L., and Legresy, B. (2000). Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 330(7) :457–467. 17
- Ridley, J. K. and Partington, K. (1988). A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *Remote Sensing*, 9(4) :601–624. 12, 19, 24, 32
- Rignot, E., Bamber, J. L., Van Den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y. H., Van De Berg, W. J., and Van Meijgaard, E. (2008). Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1(2) :106–110. 11
- Rotschky, G., Holmlund, P., Isaksson, E., Mulvaney, R., Oerter, H., Van Den Broeke, M. R., and Winther, J.-G. (2007). A new surface accumulation map for western dronning maud land, antarctica, from interpolation of point measurements. *Journal of Glaciology*, 53(182) :385–398. 11

- Roy, A., Picard, G., Royer, A., Montpetit, B., Dupont, F., Langlois, A., Derksen, C., and Champollion, N. (2013). Brightness temperature simulations of the canadian seasonal snowpack driven by measurements of the snow specific surface area. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(9) :4692–4704. 65
- Rémy, F. (2016). *Le monde givré*. Association Météo et Climat.
- Scambos, T. A., Frezzotti, M., Haran, T., Bohlander, J., Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R., Jezek, K., Long, D., Urbini, S., Farness, K., and others (2012). Extent of low-accumulation wind glaze areas on the East Antarctic plateau : implications for continental ice mass balance. *Journal of glaciology*, 58(210) :633–647. xiii, xiv, 9, 10, 41, 42
- Sarchilli, C., Frezzotti, M., Grigioni, P., De Silvestri, L., Agnoletto, L., and Dolci, S. (2010). Extraordinary blowing snow transport events in east antarctica. *Climate Dynamics*, 34(7-8) :1195–1206. 10
- Seko, K., Furukawa, T., Nishio, F., and Watanabe, O. (1993). Undulating topography on the antarctic ice sheet revealed by noaa avhrr images. *Annals of Glaciology*, 17 :55–62. 9
- Sherjal, I. and Fily, M. (1994). Temporal variations of microwave brightness temperatures over antarctica. *Annals of Glaciology*, 20 :19–25. 55, 65
- Shih, S.-E., Ding, K.-H., Kong, J., Yang, Y., Davis, R., Hardy, J., and Jordan, R. (1997). Modeling of millimeter wave backscatter of time-varying snowcover. *Progress In Electromagnetics Research*, 16 :305–330. 65
- Shuman, C. A., Alley, R. B., and Anandakrishnan, S. (1993). Characterization of a hoar-development episode using ssm/i brightness temperatures in the vicinity of the gisp2 site, greenland. *Annals of Glaciology*, 17 :183–188. 55, 58
- Steunou, N., Desjonqueres, J., Picot, N., Sengenès, P., Noubel, J., and Poisson, J. (2015a). Altika altimeter : instrument description and in flight performance. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :22–42.
- Steunou, N., Picot, N., Sengenès, P., Noubel, J., and Frery, M. (2015b). Altika radiometer : Instrument description and in-flight performance. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :43–61. 27
- Stogryn, A. (1986). A study of the microwave brightness temperature of snow from the point of view of strong fluctuation theory. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (2) :220–231. 52
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., and Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143) :26–41.
- Surdyk, S. (2002a). Low microwave brightness temperatures in central antarctica : observed features and implications. *Annals of Glaciology*, 34 :134–140. 65
- Surdyk, S. (2002b). Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in antarctica : An analytical approach. *Remote Sensing of Environment*, 80(2) :256–271. 52, 55

- Surdyk, S. and Fily, M. (1993). Comparison of the passive microwave spectral signature of the antarctic ice sheet with ground traverse data. *Annals of Glaciology*, 17 :161–166. 64
- Surdyk, S. and Fily, M. (1995). Results of a stratified snow emissivity model based on the wave approach : application to the antarctic ice sheet. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 100(C5) :8837–8848. 55, 58, 64, 69
- Swift, C., Cavalieri, D., Gloersen, P., Zwally, H., Mognard, N., Campbell, W., Fedor, L., and Peteherych, S. (1985). Observations of the polar regions from satellites using active and passive microwave techniques. In *Advances in geophysics*, volume 27, pages 335–392. Elsevier.
- Tiuri, M., Sihvola, A., Nyfors, E., and Hallikaiken, M. (1984). The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE Journal of oceanic Engineering*, 9(5) :377–382. 64
- Trusel, L. D., Frey, K. E., and Das, S. B. (2012). Antarctic surface melting dynamics : Enhanced perspectives from radar scatterometer data. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 117(F2). 8
- Tsang, L., Chen, C.-T., Chang, A. T., Guo, J., and Ding, K.-H. (2000). Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with applications to passive microwave remote sensing of snow. *Radio Science*, 35(3) :731–749. 65
- Tsang, L., Kong, J. A., and Shin, R. T. (1985). Theory of microwave remote sensing. 65
- Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z., Cline, D. W., and Tan, Y. (2007). Modeling active microwave remote sensing of snow using dense media radiative transfer (dmrt) theory with multiple-scattering effects. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(4) :990–1004. 65
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K. (1982). Microwave remote sensing : Active and passive. volume 2- radar remote sensing and surface scattering and emission theory(book). *Research supported by NASA, NSF, and U. S. Department of Defense. Reading, MA, Addison-Wesley Publishing Co., 1982, 624 p.* 39, 46, 63, 64, 74
- Vaughan, D. (2013). Observations : Cryosphere. climate change 2013 : The physical science basis, tf stocker et al., eds. 2
- Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J., and Cooper, A. P. R. (1999). Reassessment of net surface mass balance in antarctica. *Journal of climate*, 12(4) :933–946. 6, 10
- Warren, S. G. and Brandt, R. E. (2006). Comment on “snowball earth : A thin-ice solution with flowing sea glaciers” by david pollard and james f. kasting. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 111(C9). 55
- Weller, G. (1968). *The heat budget and heat transfer processes in Antarctic plateau ice and sea ice*. Antarctic Division, Department of External Affairs. 55

- West, R., Tsang, L., and Winebrenner, D. P. (1993). Dense medium radiative transfer theory for two scattering layers with a rayleigh distribution of particle sizes. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 31(2) :426–437. 65
- Wingham, D., Shepherd, A., Muir, A., and Marshall, G. (2006). Mass balance of the antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844) :1627–1635.
- Wingham, D. J., Ridout, A. J., Scharroo, R., Arthern, R. J., and Shum, C. (1998). Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science*, 282(5388) :456–458.
- Winther, J.-G., Jespersen, M. N., and Liston, G. E. (2001). Blue-ice areas in antarctica derived from noaa avhrr satellite data. *Journal of Glaciology*, 47(157) :325–334. 55
- Yi, D. and Bentley, C. (1994). Analysis of satellite radar-altimeter return wave forms over the east antarctic ice sheet. *Annals of Glaciology*, 20 :137–142. 32
- Zwally, H. J. (1977). Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *Journal of Glaciology*, 18(79) :195–215. 52, 53
- Zwally, H. J., Bindshadler, R., Brenner, A., Martin, T., and Thomas, R. (1983). Surface elevation contours of greenland and antarctic ice sheets. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C3) :1589–1596. 10
- Zwally, H. J., Giovinetto, M. B., Li, J., Cornejo, H. G., Beckley, M. A., Brenner, A. C., Saba, J. L., and Yi, D. (2005). Mass changes of the greenland and antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise : 1992–2002. *Journal of Glaciology*, 51(175) :509–527.
- Zwally, H. J., Li, J., Robbins, J. W., Saba, J. L., Yi, D., and Brenner, A. C. (2015). Mass gains of the antarctic ice sheet exceed losses. *Journal of Glaciology*, 61(230) :1019–1036. 8

Annexe A

Article : "Seasonal Variations of the backscattering coefficient measured by radar altimeters over the Antarctic Ice Sheet"



Seasonal variations of the backscattering coefficient measured by radar altimeters over the Antarctic Ice Sheet

Fifi Ibrahime Adodo^{1,2}, Frédérique Remy¹, and Ghislain Picard²

¹Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Oceanographie Spatiale (LEGOS), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Toulouse, 31400, France

²Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), Grenoble, 38402, Saint-Martin-d'Hères CEDEX, France

Correspondence: Fifi I. Adodo (fifi.adodo@legos.obs-mip.fr)

Received: 25 October 2017 – Discussion started: 22 November 2017

Revised: 15 February 2018 – Accepted: 26 April 2018 – Published: 25 May 2018

Abstract. Spaceborne radar altimeters are a valuable tool for observing the Antarctic Ice Sheet. The radar wave interaction with the snow provides information on both the surface and the subsurface of the snowpack due to its dependence on the snow properties. However, the penetration of the radar wave within the snowpack also induces a negative bias on the estimated surface elevation. Empirical corrections of this space- and time-varying bias are usually based on the backscattering coefficient variability. We investigate the spatial and seasonal variations of the backscattering coefficient at the S (3.2 GHz \sim 9.4 cm), Ku (13.6 GHz \sim 2.3 cm) and Ka (37 GHz \sim 0.8 cm) bands. We identified that the backscattering coefficient at Ku band reaches a maximum in winter in part of the continent (Region 1) and in the summer in the remaining (Region 2), while the evolution at other frequencies is relatively uniform over the whole continent. To explain this contrasting behavior between frequencies and between regions, we studied the sensitivity of the backscattering coefficient at three frequencies to several parameters (surface snow density, snow temperature and snow grain size) using an electromagnetic model. The results show that the seasonal cycle of the backscattering coefficient at Ka frequency is dominated by the volume echo and is mainly driven by snow temperature evolution everywhere. In contrast, at S band, the cycle is dominated by the surface echo. At Ku band, the seasonal cycle is dominated by the volume echo in Region 1 and by the surface echo in Region 2. This investigation provides new information on the seasonal dynamics of the Antarctic Ice Sheet surface and provides new clues to build more accurate corrections of the radar altimeter surface elevation signal in the future.

1 Introduction

Radar altimeters are the most widely used sensors for measuring the surface elevation of the polar ice sheets (Remy et al., 1999; Allison et al., 2009). It is a valuable tool for monitoring and quantifying the volume change of the Antarctic Ice Sheet (AIS) (Zwally et al., 2005; Wingham et al., 2006; Flament and Rémy, 2012; Helm et al., 2014). However, altimetric observations are affected by several errors: error due to atmospheric or ionospheric propagations, slope error and error due to the radar wave penetration into the cold and dry snow (Ridley and Partington, 1988). The first two errors are usually corrected with good accuracy (Remy et al., 2012; Nilsson et al., 2016), while the last one is the most critical and the most challenging problem to tackle (Remy et al., 2012) as it results in an overestimation of the observed distance between the satellite and the target, leading to a negative bias in the surface elevation estimation. The magnitude of the penetration error on the estimated surface elevation is between a few tens of centimeters and few meters (Remy and Parouty, 2009). For instance, Michel et al. (2014) have found a surface elevation difference of -0.5 m between ENVironment SATellite (ENVISAT) and ICESat crossover points over Antarctica. Authors relate this negative bias to the difference in the penetration depth between the radar altimeter wave that penetrates within the snowpack and the laser altimeter beam that does not penetrate within the snowpack. The temporal variation in the penetration error is therefore critical for accurate interpretation of ice sheet volume changes (Remy et al., 2012).

Radar altimeter measures the power level and time delay of the radar echoes reflected by the snowpack. The signal recorded by radar altimeters, namely the waveform, is pro-

cessed by an algorithm called the “retracker” to determine several characteristics such as the range, the backscattering coefficient, the leading edge width and the trailing edge slope from the waveform shape. Various methods of waveform re-tracking exist, yet none adequately corrects for the effect of radar penetration (Arthern et al., 2001; Brenner et al., 2007). To reduce the effect of the spatially varying radar penetration bias on the estimated surface elevation changes, Zwally et al. (2005) used an empirical linear relationship between the surface elevation residuals and the backscattering coefficient residuals at a crossover points of the satellite tracks (data points where satellite tracks cross). A similar method had been described by Wingham et al. (1998). Flament and Rémy (2012) used a linear relationship between time series of the surface elevation and the all waveform parameters: the range, the backscattering coefficient, the leading edge width and the trailing edge slope (computed with the ICE-2 retracker; Legresy et al., 2005) on the along tracks of the satellite. Both approaches are based on changes in the backscattering coefficient, which varies with time, reflecting changes in the snowpack properties (Legresy and Remy, 1998; Lacroix et al., 2007). A more precise understanding of the annual and interannual variations of the backscattering coefficient is a prerequisite for improving the estimation accuracy of the surface elevation trend over the AIS. In addition to measuring the surface elevation, the radar wave when interacting with the snowpack provides information on the snow properties (surface roughness and density, temperature, grain size, and stratification). Indeed, the backscattering coefficient is a combination of two components, the “surface echo” and the “volume echo” (Brown, 1977; Ridley and Partington, 1988; Remy et al., 2012). The former mainly depends on surface roughness and density of near-surface snow while the latter mainly depends on snow temperature, grain size and snowpack stratification (Remy and Parouty, 2009; Li and Zwally, 2011) over a certain depth that mainly depends on the radar frequency (e.g., less than 1 m at Ka band and less than 10 m at Ku band; Remy et al., 2015).

The radar wave interaction with snow provides information on the snowpack surface and subsurface properties, but it complicates the altimetric signal interpretation because the latter would be sensitive to many more snow parameters than if the signal only came from the surface. To clarify the impacts of snow parameters on the backscattering coefficient, this paper investigates the spatial and seasonal variations of the radar backscattering coefficient at the S, Ku and Ka bands. To this end, electromagnetic models are used to assess the backscattering coefficient sensitivity to snow properties at the three frequencies. The aim of this paper is to determine the prevailing snow parameters that drive the seasonal cycle of the observed backscattering coefficient at different radar frequencies and locations over the AIS.

The ENVISAT carries two radar altimeter sensors (RA-2) that operate at 13.6 GHz (Ku band ~ 2.3 cm) and 3.2 GHz (S band ~ 9.4 cm). The S band was originally intended

for ionospheric corrections while the Ku band provides more accurate surface elevation due to the lower penetration depth. Comparison of the altimetric waveform characteristics between the Ku and S bands revealed different seasonal variations over the AIS (Lacroix et al., 2008b). The dual-frequency information can therefore be useful for retrieving information on snowpack properties. The launch in March 2013 of the radar altimeter Satellite for ARGOS and ALtiKa (SARAL)/AltiKa that operates at the Ka band (37 GHz ~ 0.8 cm) and had the same 35-day phased orbit as ENVISAT until March 2016 allowed comparisons with much higher frequencies for the first time. Temporal variations of the estimated surface elevation with respect to the backscattering coefficient are 6 times lower at the Ka band than that of the Ku band, which implies that the volume echo at the Ka band comes from the near subsurface (< 1 m) and is mostly controlled by ice grain size and temperature (Remy et al., 2015).

2 Data and methods

2.1 Altimetric observations

Radar altimeters data were acquired by ENVISAT launched on March 2002 by the European Space Agency (ESA). Acquisitions are simultaneous at the S and Ku bands, every 330 m along track on a 35-day repeat cycle orbit from September 2002 to October 2010 (the end of its repeat cycle orbit). The S band sensor failed after 5 years of measurements. The satellite footprint has typically a 5 km radius and no data were acquired above 81.5° S due to its orbit maximum inclination. The range gate resolution is about 94 and 47 cm at the S and Ku bands, respectively.

To ensure a long and homogeneous time series of post-ENVISAT missions and to complement the Ocean Surface Topography Mission (OSTM)/Jason (Steunou et al., 2015), the SARAL/AltiKa was launched on 25 February 2013 by a joint CNES-ISRO (Centre National d’Etudes Spatiales – Indian Space Research Organisation) mission, on the same 35-day repeat cycle orbit as ENVISAT. On March 2016, SARAL/AltiKa orbit was shifted onto a new orbit. Unlike classical Ku band radar altimeter, the SARAL/AltiKa altimeter operates at the Ka band (37 GHz ~ 0.8 cm) and has a range gate resolution of 30 cm. The ICE-2 retracking process was applied to the Ka, Ku and S band waveforms, allowing estimation of the range, the backscattering coefficient (σ^0), the leading edge width and the trailing edge slope. The difference between the Ka and Ku bands and between the Ka and S bands is up to a factor of 2.7 and 11.6, respectively, which results in different sensitivity to the surface and the subsurface characteristics.

The ENVISAT and AltiKa datasets used in this study were averaged at a 1 km scale on the ENVISAT nominal orbit. We processed 84 cycles of the backscattering coefficient from

October 2002 until September 2010 for the Ku band and 55 cycles from October 2002 until December 2007 for the S band. Moreover, we consider 3 years of AltiKa altimeter data from March 2013 to March 2016, i.e., a total of 32 cycles of the backscattering coefficient over the whole Antarctic continent.

2.2 Amplitude and date of maximum backscattering coefficient in the seasonal cycle

The amplitude and the date at which the backscattering coefficient (σ^0) reaches a maximum within a seasonal cycle were calculated at the S, Ku and Ka bands for the entire Antarctic continent. Figure 1 shows an example of the temporal evolution of σ^0 at a location (69.46° S, 134.28° E) at the three frequencies. The time series of σ^0 exhibit a clear and well-marked cycle with a 1-year period (called seasonal cycle hereafter). The amplitude and the phase of the seasonal cycle of σ^0 were computed by fitting the observations with the following model Eq. (1):

$$\sigma_i^0(t) = \alpha_i \sin\left(2\pi \frac{t}{T}\right) + \beta_i \cos\left(2\pi \frac{t}{T}\right) + C_i, \quad (1)$$

with $A_i = \sqrt{\alpha_i^2 + \beta_i^2}$ and $\Phi_i = \arctan(\beta_i/\alpha_i)$, where A_i and Φ_i is the amplitude and the phase of the seasonal cycle of σ_i^0 , respectively, deduced from constants α_i and β_i returned by the model; $T = 365$ days; t ranges from 0 to 5 years for the S band, from 0 to 8 years for the Ku band and from 0 to 3 years for the Ka band, with steps of 35 days; and i represents the data point over the continent. The fit was done with the ordinary least squares method and all data points with time series length less than 11 cycles (about a year) were discarded. The date at which σ^0 reaches a maximum within a seasonal cycle is obtained by converting the seasonal phase Φ_i to fraction of a year (assuming a year counts for 360 days). We have found that along-track analysis of the seasonal parameters of σ^0 showed no dependence to anisotropic effects. In the following, both ascending and descending measurements are mixed to keep a high density of observations and cover most AIS (~ 1.9 million data points). For visualization needs, seasonal parameters are interpolated on a map of $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ grid by averaging with Gaussian weights. We considered all data points within a 25 km radius and weighted with a decorrelation radius of 10 km.

2.3 Backscattering coefficient modeling

To explore the snowpack properties that drive the seasonal cycle of σ^0 , we investigated its sensitivity to the snowpack surface and subsurface properties using an altimetric echo model of snow. This model accounts for the surface and the volume echoes. The surface echo results from the interactions of the radar wave with the snow surface (air–snow interactions) while the volume echo results from the interactions of the radar wave with the scatterers within the snow-

pack (snow–snow interactions). The physics involved in both surface and volume echoes have been previously studied by Lacroix et al. (2008b).

2.3.1 Surface echo modeling

The snow surface can be modeled as a randomly rough surface because most naturally occurring surfaces are irregular. The surface scattering coefficient from a rough surface is thus controlled by the effective dielectric constant of the medium and the surface roughness characteristics (Ulaby et al., 1982; Fung, 1994). The effective dielectric constant of the snow is a function of the snow density and the ice dielectric constant, while the roughness is usually modeled by two parameters: the surface correlation length (l) and the standard deviation of the surface elevation (σ_h) (Ulaby et al., 1982). In the case of large standard deviations of the surface elevation (σ_h) (compared to the radar wavelength), the backscattering coefficient from a rough surface σ_{sur}^0 can be estimated assuming a Gaussian autocorrelation function (Ulaby et al., 1982):

$$\sigma_{\text{sur}}^0 = \frac{|R(0)|^2}{2S^2}, \quad (2)$$

where $R(0)$ is the Fresnel reflection coefficient at the normal incident angle and $S = l/\sigma_h$ the root mean square (RMS) of the surface slope at the radar wavelength scale. Equation (2) is almost independent of the radar wave frequency and σ_{sur}^0 increases with increasing surface snow density and decreasing surface slope RMS. Surface snow density variations from 300 to 400 kg m^{-3} induce a variation of ± 2.17 dB in the surface echo.

2.3.2 Volume echo modeling

The volume echo is mainly controlled by the scattering coefficient (K_s), depending on the size of the scatterers and the radar frequency. The power extinction in the snowpack is the sum of the scattering coefficient (K_s) and the absorption (K_{ab}) coefficient. The latter depends on snow temperature and radar frequency. In the following, the scatterers are assumed to be spherical. K_s and K_{ab} are given by Mätzler (1998):

$$K_s = \frac{3}{32} p_c^3 K_0^4 \nu (1 - \nu) (\epsilon'_i - 1)^2 K_d^2, \quad (3)$$

$$K_{\text{ab}} = K_0 \nu \epsilon''_i K_d^2, \quad (4)$$

where $K_0 = 2\pi/\lambda$ is the wave number and λ the wavelength, ν is the fractional volume of the scatterers, ϵ'_i and ϵ''_i are the real and imaginary parts of the effective dielectric constant of pure ice, $p_c = (4r_g)/3$ (Mätzler, 1998) is the correlation length (used here as the effective size parameter) with r_g the scatterers radius and $K_d^2 = |2\epsilon' + 1|^2 / |2\epsilon' + \epsilon'_i|^2$ with ϵ' the real part of the effective dielectric constant of snow (Tiuri et al., 1984).

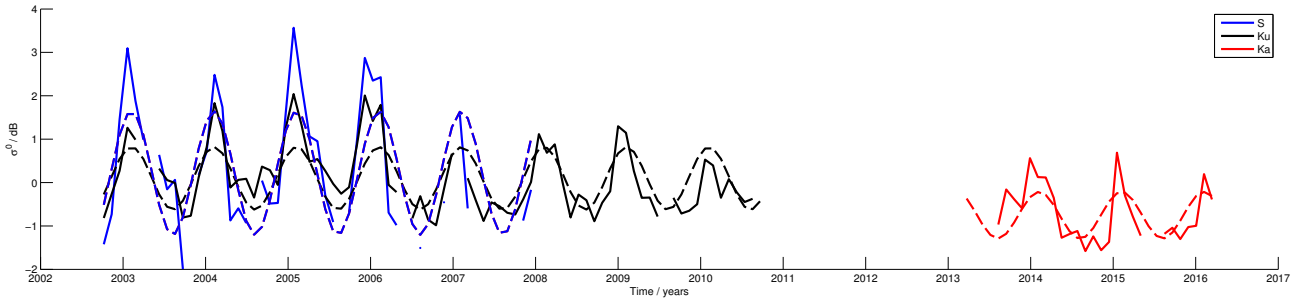


Figure 1. Time series of the backscattering coefficient at the S (blue), Ku (black) and Ka (red) bands at location (69.468° S, 134.28° E) between October 2002 and December 2007 at S band, October 2002 and September 2010 at Ku band and March 2013 and March 2016 at Ka band. The dashed lines represent the best fits to the time series (see Eq. 1). The observations show the seasonal cycle with a 1-year period at the different frequencies.

For snow grain radius increasing from 0.3 to 0.5 mm, K_s increases from 1.05 to 4.85 m⁻¹ at the Ka band, from 0.02 to 0.08 m⁻¹ at the Ku band and from 0.58×10^{-4} to 2.7×10^{-4} m⁻¹ at the S band. As snow temperature varies from 220 to 250 K, K_{ab} increases from 0.194 to 0.287 m⁻¹ at the Ka band, from 0.026 to 0.039 m⁻¹ at the Ku band and from 0.002 to 0.003 m⁻¹ at the S band. The extinction coefficient at the Ka band is dominated by the scattering coefficient. In contrast, the losses by absorption dominate the extinction at the S band while at the Ku band, both coefficients are of the same order of magnitude. Volume scattering mainly affects the Ka and Ku bands. Finally, the losses by absorption increase with snow temperature while the scattering coefficient is mainly driven by snow grain size. Both the losses by absorption and scattering coefficient increase with increasing radar frequency.

Snow property profiles

For the simulations, we considered the same vertical density profile as Lacroix et al. (2008b) with a variation only in the top 10 m given by

$$\rho(z) = \rho_0 + pz + c_2z^2 + c_3z^3, \quad (5)$$

where c_2 and c_3 are constant values taken from the Talos Dome density profile: -1.35×10^{-4} and 5.86×10^{-7} , respectively (Frezzotti et al., 2004). ρ_0 is the mean surface density and $p = 1.40 \times 10^{-2}$ is calculated as a function of ρ so that the density at the depth below the surface $z = 10$ m is the density measured at the Talos Dome (72.78° S, 159.06° E). The choice of the vertical density profile has a negligible effect on the results of the sensitivity test. Snow temperature is computed using the solution of the thermal diffusion equation (e.g. Bingham and Drinkwater, 2000; Surdyk, 2002), assuming a sinusoidal seasonal surface temperature and constant snow thermal diffusivity κ . The temperature at depth z is of the form

$$T(z, t) = A_m \exp\left(\frac{-z}{l}\right) \cos\left(\omega t - \frac{z}{l}\right) + T_m, \quad (6)$$

where A_m and T_m are the seasonal amplitude and mean temperatures, respectively, ω is the angular frequency, t is the time, z is the depth and $l = \sqrt{2\kappa/\omega}$. κ is the ratio of the thermal conductivity (κ_d) to the heat capacity and the snow density (ρ). We used the quadratic relationship of the thermal conductivity derived by Sturm et al. (1997): $\kappa_d = 0.138 - 1.01\rho + 3.233\rho^2$. In the computing of κ_d and κ , snow density, ρ , is assumed equal to an average of the density profile of Eq. (5) (Bingham and Drinkwater, 2000). The temperature wave propagating in the snowpack has decreasing amplitude with respect to depth. The snow grain growth rate is mainly dependent on snow temperature (Brucker et al., 2010) and the snow grain profile with depth (Bingham and Drinkwater, 2000) is expressed by

$$r_g(z)^2 = r_0^2 + K_g z / \pi D, \quad (7)$$

where $K_g = 0.00042 \text{ mm}^2 \text{ yr}^{-1}$ is the typical snow grain growth rate, D is the mean annual snow accumulation (mm yr^{-1}), z is the depth and r_0 is the spherical scatterer mean radius at the surface. Tests of variation of D show no significant effect on the volume echo trend, and we therefore set D to 50 mm yr^{-1} (Bingham and Drinkwater, 2000).

3 Results

3.1 Spatial patterns of the amplitude and date of maximum backscattering coefficient

The spatial distribution and the histogram of the seasonal date of maximum σ^0 at the S, Ku and Ka bands are shown in Figs. 2 and 3, respectively. Among the three bands, the Ku band presents the most contrasted geographical patterns. In the zone that appears in magenta, the seasonal cycle of σ^0 reaches a maximum early in the year (summer peak zone, SP hereafter). This zone covers the eastern-central part of the AIS, which encompasses the domes and high-altitude regions ($\sim > 3000 \text{ m a.s.l.}$). It extends from Wilkes Land to Dronning Maud Land and is characterized by a decrease in

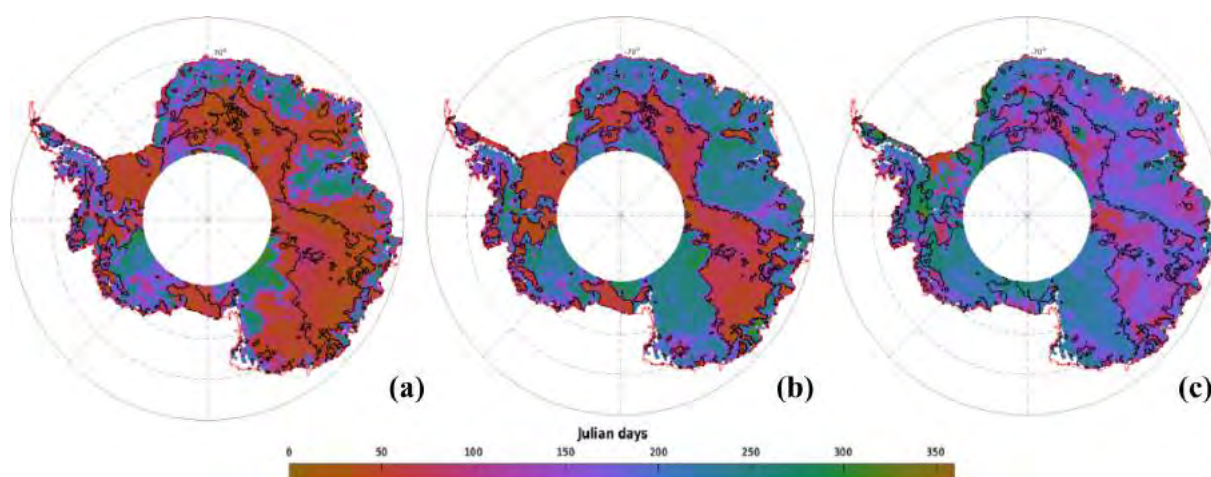


Figure 2. Spatial distribution of the seasonal date of maximum backscattering coefficient at the S (a), Ku (b) and Ka (c) bands. Black contour lines delineate regions where the backscattering coefficient at the Ku band peaks before April. Blue defines a maximum in the winter while the magenta a maximum in the summer. The cross mark represents the location of the time series shown in Fig. 1. White areas indicate regions where no observations are available (latitudinal orbit limit of 81.5° S). Color bar is cyclic and defines Julian days.

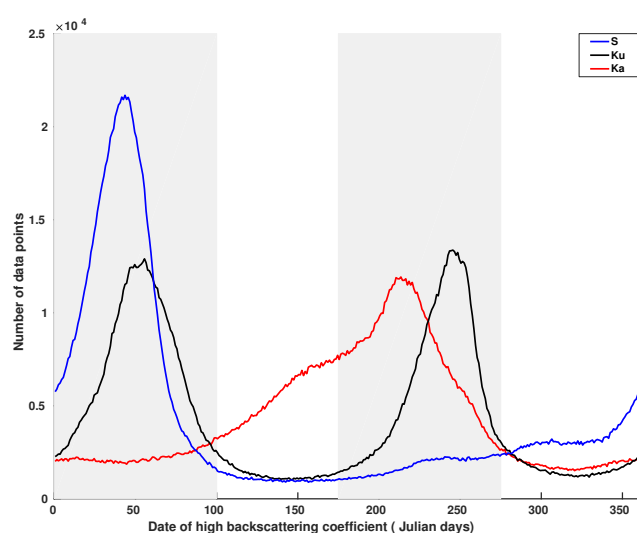


Figure 3. Histogram of the seasonal date of maximum backscattering coefficient at the S (blue), Ku (black) and Ka (red) bands. The gray bars represent periods referred to as summer (January to April) and winter (June to September).

σ^0 from late fall to early spring followed by an increase at the end of the summer. The zone appearing in blue (hereafter winter peak zone, WP), encompasses the lower regions (< 3000 m a.s.l.) including coastal steeply sloped regions. It is characterized by an increase in σ^0 from late fall to early spring. In contrast to the Ku band, the seasonal cycles of σ^0 over the AIS are generally maximum in the summer at the S band but maximum in the winter at the Ka band. In Fig. 3, the Ku band date of maximum σ^0 histogram is clearly bimodal with peaks between Julian days 1 and 100 (1 January to mid-April) and between Julian days 175 and 275 (June to

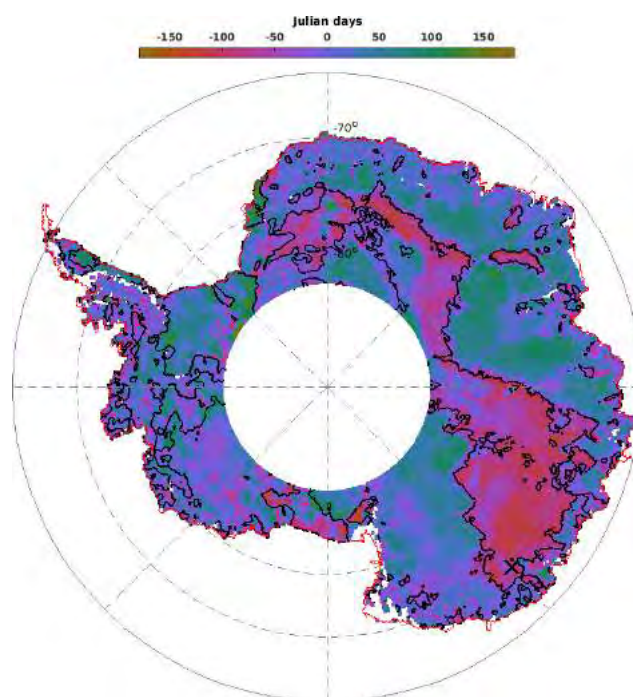


Figure 4. Difference of the seasonal date of maximum backscattering coefficient between the Ku and Ka bands. Blue defines a maximum in the Ka band before the Ku band while the magenta the inverse. Black contour lines delineate regions where the backscattering coefficient at the Ku band peaks before April. The cross mark represents the location of the time series shown in Fig. 1. White areas indicate regions where no observations are available (latitudinal orbit limit of 81.5° S). The color bar is cyclic and defines the Julian days.

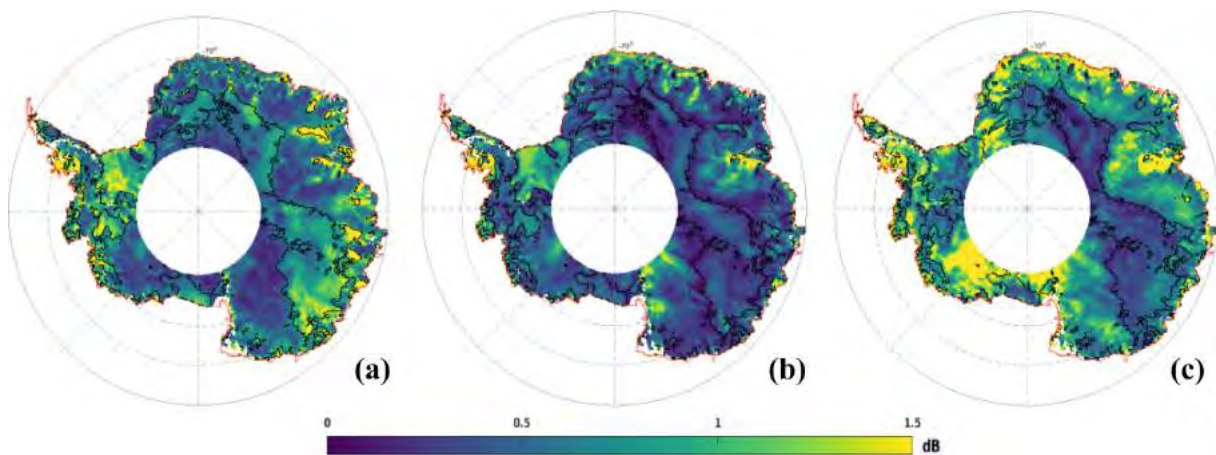


Figure 5. Spatial distribution of the seasonal amplitude of the backscattering coefficient at the S (a), Ku (b) and Ka (c) bands. Black contour lines delineate regions where the backscattering coefficient at the Ku band peaks before April. The cross mark represents the location of the time series shown in Fig. 1. White areas indicate regions where no observations are available (latitudinal orbit limit of 81.5° S). Values are expressed in dB.

September). In the following, these two periods are referred to as summer and winter, respectively. With these definitions, the WP and SP represent 42 and 45 % of the observed area, respectively. The histogram of the date of maximum σ^0 at the S and Ka bands are unimodal with a peak in summer for a lower frequency (WP: 11 %, SP: 66 %, using the summer and winter periods previously defined) and a peak in winter for a higher frequency (WP: 50 %, SP: 14 %, using the summer and winter periods previously defined). The difference of the seasonal date of maximum σ^0 between the Ku and Ka bands (Fig. 4), over the AIS, shows a geographical pattern similar to that observed in Fig. 2b. Negative values indicate that σ^0 is maximum at the Ku band before the Ka band while positive values indicate the opposite. Negative values account for about 36 % of the observations and coincide with the SP where σ^0 is maximum in summer at the Ku band. Positive values, the zone appearing in blue, cover 48 % of the AIS and coincide with the WP. Hence, we note a positive lag of the date of maximum σ^0 between the Ku and Ka bands only in the zone where σ^0 is maximum in the winter in both frequencies and a negative lag in the other zones. The spatial distribution of the seasonal amplitude of σ^0 at the Ka band (Fig. 5c) shows an obvious geographical pattern close to that of the seasonal date of maximum σ^0 at the Ku band. The Ka band seasonal amplitude of σ^0 is the highest in the WP (1.02 ± 0.56 dB) and weakest in the SP (0.53 ± 0.41 dB) as shown in Fig. 6. By contrast, the seasonal amplitude of σ^0 at the S band (Fig. 5a) appears anticorrelated with that at the Ka band, exhibiting a large seasonal amplitude in the SP (0.79 ± 0.40 dB) and a weak amplitude in the WP (0.42 ± 0.28 dB). The seasonal amplitude of σ^0 in the SP is almost twice as large as that of the WP at the S band and the inverse is true at the Ka band. The seasonal amplitude of σ^0 at the Ku band shows no evident regional patterns and is

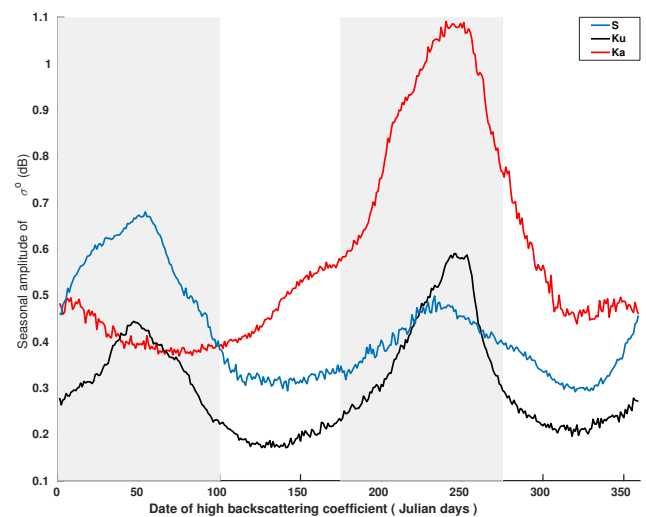


Figure 6. Mean seasonal amplitude with respect to the date of maximum backscattering coefficient at the S (blue), Ku (black) and Ka (red) bands. The gray bars represent periods referred to as summer (January to April) and winter (June to September).

almost of the same magnitude in both zones (Fig. 5b), except in the interior of Wilkes Land, Princess Elisabeth Land and the Ronne Ice Shelf, which showed greater amplitudes.

3.2 Temporal variations of the surface elevation with respect to the backscattering coefficient

Figure 7 shows the spatial distribution of temporal variations of the estimated surface elevation residuals with respect to σ^0 residuals at the Ku band, hereafter denoted $dh/d\sigma^0$. The surface elevation was indirectly estimated from the retracked range (computed with the ICE-2 retracker) at each data point

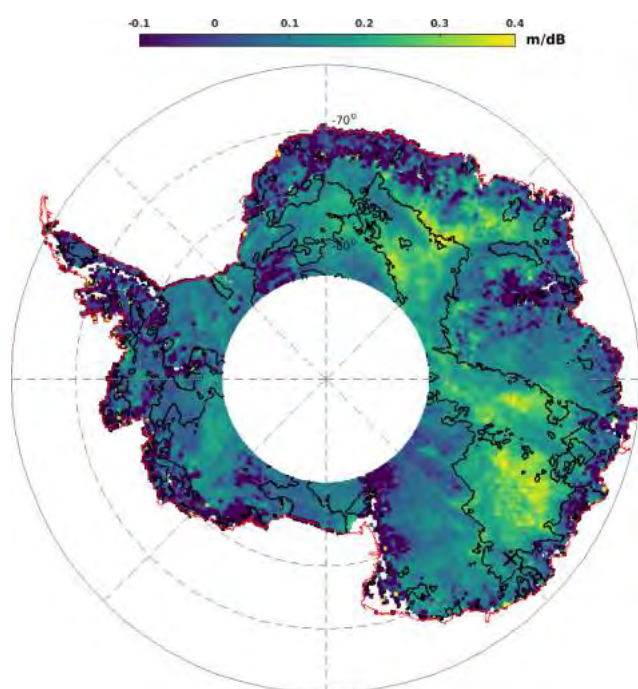


Figure 7. Temporal variations of the surface elevation residuals with respect to the backscattering coefficient residuals at the Ku band (denoted hereafter, $dh/d\sigma^0$). Black contour lines delineate regions where the backscattering coefficient at the Ku band peaks before April. The cross mark represents the location of the time series shown in Fig. 1. White areas indicate regions where no observations are available (latitudinal orbit limit of 81.5° S). Values are expressed in m dB^{-1} .

and was corrected for atmospheric errors. dh and $d\sigma^0$ were derived by subtracting the mean value from the time series of the elevation and backscatter, respectively. $dh/d\sigma^0$ represents the correlation gradient or the slope at each data points over the AIS. Negative values of $dh/d\sigma^0$ indicate that surface elevation decreases when σ^0 increases, implying that temporal variations in σ^0 are due to changes in the deep snowpack properties, i.e., in the volume echo. In fact, the inverse relationship between surface elevation and σ^0 is related to a greater backscatter from depth that shifts more power to greater delay times in the received waveform, thus increasing the retracked range and decreasing the estimated elevation (Armitage et al., 2014). In contrast, positive values of $dh/d\sigma^0$ indicate that the surface elevation increases with σ^0 . In this case, the temporal variations of σ^0 are related to changes in the surface echo. The map in Fig. 7 shows that near-zero and negative values of $dh/d\sigma^0$ (in blue) are found in the WP. This means that the WP undergoes large variations of volume echo.

3.3 Sensitivity test

Since there are few, if any, studies on the seasonal cycle of snow surface roughness, it is poorly known. The sensitivity

study of the surface echo is thus limited by the lack of information on snow surface roughness, in particular over the AIS. Consequently, we have focused on the modeling of the seasonal cycle of the volume echo. In this subsection, the sensitivity test of the volume echo at the S, Ku and Ka bands to snow properties is explored considering three parameters: snow temperature, snow grain size and snow density in the analysis of the seasonal cycle of σ^0 .

The model shows an increase in the volume echo with snow density at the three frequencies (Fig. 8a). Snow density controls the thermal conductivity of the medium. Increasing surface snow density increases thermal diffusivity, which attenuates the propagation of the temperature wave in the snowpack. Figure 8b and c show that the volume echo at the S band is not sensitive to snow temperature and grain size variations, while the volume echo at the Ku and Ka bands is affected by both parameters. Snow density, temperature and grain size impacts on the volume echo are more significant at the Ka band than at the Ku and S band levels. The volume echo increases with the snow density at the three frequencies, and at the S band the volume echo is less significant.

4 Discussion

The sensitivity of the volume echo to snow temperature shown in Fig. 8b implies that the volume echo is maximum in winter at the Ku and Ka bands and constant at the S band. This sensitivity is explained by the fact that increasing snow temperature increases absorption, resulting in a decrease of the radar wave penetration in the medium and thus limiting the volume echo. Also, increasing snow grain size increases the scattering coefficient, which in turn increases the radar wave extinction in the medium. This results in a decrease of the radar wave penetration and therefore may limit the volume echo. Moreover, the positive lag observed between the Ku and Ka bands in the WP in Fig. 4 can be explained by the difference of the radar wave penetration depth between the Ku (~ 10 m) and Ka (> 1 m) bands in the snowpack. This lag is related to the propagation of the temperature gradient from the surface into the snowpack. As the temperature controls the snow grain metamorphism and the radar wave penetration depth, the variation in the volume echo would be predominantly driven by the seasonal variations of snow temperature.

Snow density is involved in both the surface and volume echoes. The magnitude of these echoes increase with increasing surface snow density, and thus similar seasonal cycle of σ^0 would be expected at any frequency if snow density were the main driver. This is in contrast to the observations (Fig. 3). Therefore, the seasonal cycle of σ^0 cannot be explained solely by snow density. Being insensitive to snow temperature and grain size (Fig. 8b, c), the observed seasonal cycle of σ^0 at the S band cannot be explained by the volume echo. This implies that snow surface properties (surface snow

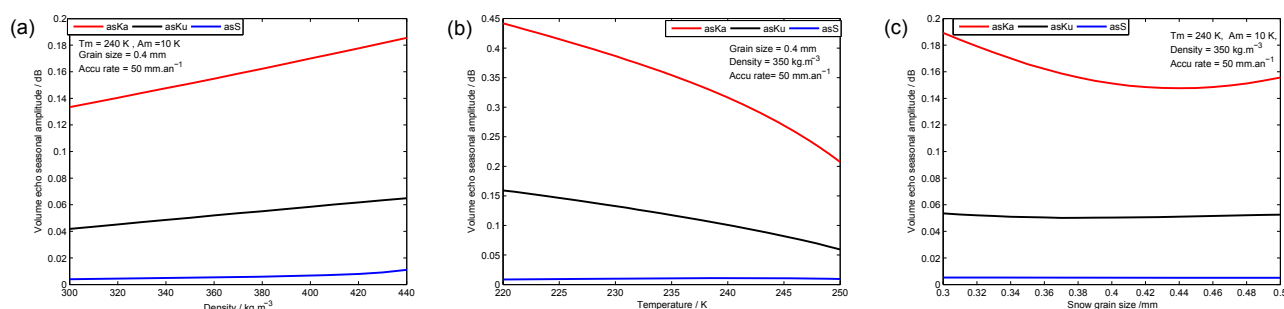


Figure 8. Sensitivity tests of the volume echo with respect to the surface snow density (a), snow temperature (b) and snow grain size (c) at the S (blue), Ku (black) and Ka (red) bands.

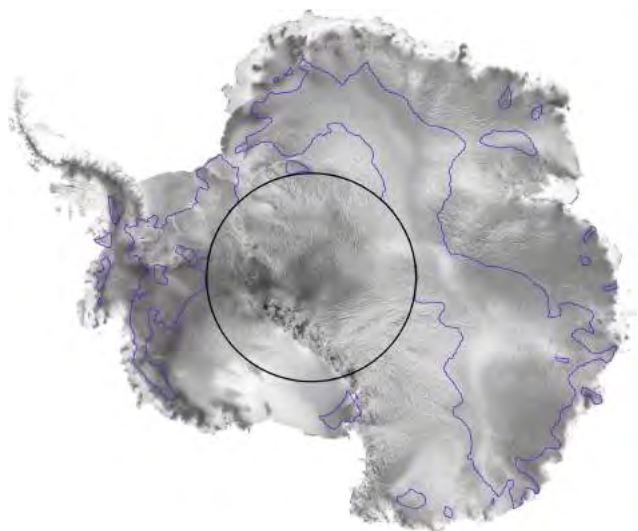


Figure 9. Distribution of the date of maximum backscattering coefficient at the Ku band superimposed on the RADARSAT mosaic (RAMP). Blue contour lines show the boundaries between the WP and the SP over the Antarctica Ice Sheet. SPs are regions where the backscattering coefficient reaches a maximum in summer (inset of the contours), and WPs are regions where the backscattering coefficient reaches a maximum in winter (where snow surface features are apparent). No observations are available beyond 81.5°S (black circle).

density and roughness) are the main factors driving the seasonal cycle of σ^0 at the S band.

From the S to Ka band, the radar wavelength decreases by a factor of 12 from 9.4 to 0.8 cm corresponding to a scale change from centimeter to millimeter. The scale at which the surface roughness plays a role in radar backscattering coefficient depends on the radar wavelength (Ulaby et al., 1982). On a rough surface, the surface scattering consists of two components: the coherent and incoherent scattering (Ulaby et al., 1982). The former is the scattered component in the specular direction while the latter is the scattered component in all directions. As the radar wavelength is shortened to less than a centimeter, the surface appears rougher and the

surface coherent component vanishes (Ulaby et al., 1982). The surface incoherent component magnitude is small and thus is concealed by the volume scattering, which consists of only incoherent scattering. The backscattering coefficient at a smaller wavelength or on a rougher surface consists of only incoherent components and therefore appears as a volume-scattering medium. Simulations in Fig. 8 emphasize this contention, showing a greater amplitude of the volume echo at higher frequencies. We can therefore argue that the seasonal cycle of the observed σ^0 at the Ka band is governed by the volume echo. This explains the peak of the observed σ^0 in the winter at the Ka band over the AIS.

Several observations show that sastrugi (10 cm to 1 m height) are the main contributors to surface roughness (Kotlyakov, 1966; Inoue, 1989; Lacroix et al., 2007). Since the biggest features (hectometer to kilometer scales) change little over time, it is likely that the most influential roughness scale in the seasonal cycle of the surface echo is the sastrugi (Lacroix et al., 2008a). Despite the increase in magnitude of the surface and volume echoes with surface snow density, evidence from Fig. 3 suggests that the seasonal cycle of σ^0 cannot be explained by the seasonal cycle in surface snow density. Therefore, it is likely that the seasonal cycle of the observed σ^0 at the S band, predominantly driven by the surface echo, stems from the seasonal cycle of the snow surface roughness. There is no field observation that confirms this fact, but our findings suggest that such information would help to understand the altimetric signal in the future. However, in this study it is difficult to differentiate with certainty between the surface snow density and the snow surface roughness, which drives the seasonal cycle of the surface echo. There are three main reasons for this: (i) The snow surface roughness is poorly known, in particular its seasonal variability; (ii) surface snow properties evolve rapidly with the wind; and (iii) the relation between the surface snow roughness and density is complex because both variables are interdependent. The denser the snow surface, the larger the effect of surface roughness. This amplification is due to the increase of the effective dielectric discontinuity with density (Fung, 1994).

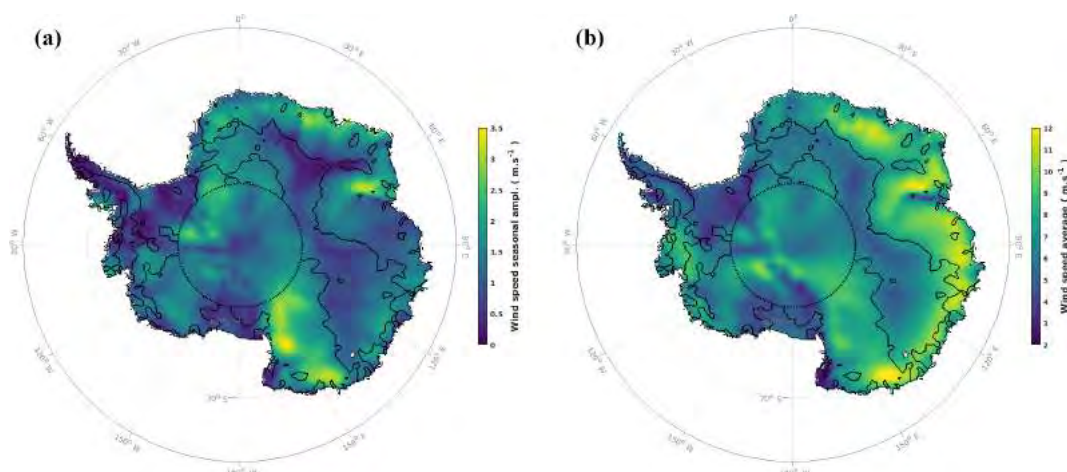


Figure 10. Seasonal wind speed amplitude (a) and average (b). Data are extracted from ERA-Interim reanalysis provided by ECMWF on $25 \times 25 \text{ km}^2$ grid cells, from the period 2002 to 2010 corresponding to the ENVISAT lifetime. Black contour lines delineate regions where the backscattering coefficient at the Ku band peaks before April. The white star shows the location of the time series plotted in Fig. 1. No observations are available beyond 81.5° S (black dotted circle).

Considering that σ^0 at the Ku band shows two opposing seasonal cycle patterns over the AIS and its wavelength is between that of the S and Ka bands, we suggest that σ^0 at the Ku band is dominated by the seasonal cycle of the surface echo, similar to the S band in the SP, and by the seasonal cycle of the volume echo, similar to the Ka band in the WP. We support this hypothesis with ancillary data and by modeling. By overlaying the Antarctica RADARSAT mosaic with the SP boundaries (Fig. 9), we find that the WP matches regions of large heterogeneous backscatter from RADARSAT, where megadunes (Frezzotti et al., 2002) and wind-glazed surfaces (Scambos et al., 2012) have been observed. The seasonal cycle of σ^0 at the Ku band is maximum in the winter in heterogeneous RADARSAT backscatter regions while it is maximum in the summer in the other regions. In fact, areas of megadunes are characterized by slightly steeper regional slope and the presence of highly persistent katabatic winds (Frezzotti et al., 2002) and wind-glazed surfaces have been formed by persistent katabatic winds in areas of megadunes (Scambos et al., 2012). There exists therefore a relationship between the wind and the seasonal cycle of σ^0 . To further investigate this point, we used ERA-Interim reanalysis wind speed data supplied by ECMWF (European Centre For Medium-Range Weather Forecasts) on the period 2002 to 2010, corresponding to that of the Ku band. Equation (1) is used to compute the seasonal characteristics of the wind speed by replacing σ^0 with the wind speed. A visual inspection shows a high spatial coherence of the seasonal amplitude of the wind speed (Fig. 10a) patterns with the date of maximum σ^0 over the seasonal cycle at the Ku band (Fig. 2b). Wind speed average ($8.2 \pm 1.6 \text{ m s}^{-1}$) and seasonal amplitude ($1.7 \pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$) are higher in the WP than in the SP ($6.6 \pm 1.58 \text{ m s}^{-1}$ and $1.0 \pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$, respectively).

The striking similarity in the spatial distribution of the seasonal amplitude of σ^0 at the Ka band (Fig. 5c) and the seasonal date of maximum σ^0 at the Ku band (Fig. 2b), which is itself correlated to the seasonal amplitude of the wind speed (Fig. 10a), suggests that the wind plays a significant role in the spatial distribution of the seasonal amplitude of σ^0 at the Ka band. Although the wind effects on the snowpack are numerous and complex, we retained two for which we simulated the impacts on the volume echo (Fig. 8):

- Wind may smash snow grains so that the surface snow density increases with wind speed (Male, 1980); this leads to an enhancement of the volume echo at the three frequencies as shown in Fig. 8a. Surface snow density is a good candidate for explaining the spatial distribution of the seasonal amplitude of σ^0 at the Ka band because snow compaction can occur at different times of the year depending on the snow accumulation rate and the temperature gradient (Li and Zwally, 2002, 2004).
- Increasing wind speed leads to an increase in snow erosion and transport that removes all or almost all the precipitated or wind deposited snow that may temporarily accumulate (Scambos et al., 2012; Lenaerts et al., 2012). This implies that there is no significant change in the surface mass balance over an annual cycle, i.e., near-zero net accumulation (Scambos et al., 2012), allowing snow surface to be almost constant and smooth. This corroborates our contention that the seasonal variation of the observed σ^0 at the Ku band in the WP emanates exclusively from the volume echo (i.e., a greater backscatter from depth). Thus, it is presumed that these variations are due to depth hoar formation during winter in the WP. Indeed, the wind speed is on average maximum between Julian days 170 and 230 (June to August),

when air temperature is colder than the snow temperature. Cold and persistent winds may unusually accelerate the cooling of the surface snow temperature (Remy and Minster, 1991). This causes an important temperature gradient, which determines the rate of metamorphism of snow grains within the snowpack. This specific increase of the temperature gradient would promote the formation of depth hoar in winter (Cham-pollion et al., 2013), which creates coarse cup-shaped ice crystals, acts as more effective volume scatterers and hence increases the volume echo magnitude as predicted in Fig. 8c. For instance, Brucker et al. (2010) have found the highest vertical gradient in grain size, obtained over a multiyear average from 1987 to 2002, in the regions of the WP.

Finally, the combined effects of wind speed and temperature may explain the observed difference between the seasonal cycle of σ^0 at the Ka and Ku bands. Similarly, the spatial distribution of the seasonal amplitude of σ^0 at the Ka band is ascribed to the wind effects mentioned above on the snow-pack.

5 Conclusions

This study, using 35-day repeat radar altimetry data, carries out spatial and temporal comparative analysis of the seasonal amplitude and date of maximum σ^0 at the S, Ku and Ka bands. We used an 8-year time series of σ^0 for the Ku band, a 5-year time series of σ^0 for the S band and a 3-year time series of σ^0 for the Ka band, covering the time period of 2002 to 2010 for ENVISAT sensors and 2013 to 2016 for the SARAL/AltiKa sensor. The backscattering coefficient shows seasonal variations with varying amplitude and phase over the AIS and with a marked dependence on radar frequency. In general, it is maximum in winter at the Ka band and maximum in summer at the S band. At the Ku band, both behaviors are found with a maximum in the winter in the so-called WP and a maximum in the summer in the SP.

We investigated snow properties that dominate the seasonal changes in the volume echo with electromagnetic models of the backscattering coefficient. As a result, we showed that variations in snow properties, such as temperature and grain size, cannot explain the seasonal cycle of σ^0 observed at the S band due to its small sensitivity to those parameters. In contrast, the temperature cycle reasonably explain the seasonal cycle of the observed σ^0 at the Ka band. We explain that the contrasted seasonal cycle of the observed σ^0 at the Ku band is due to its high sensitivity to the volume echo in the WP and to the surface echo in the SP. The geographical patterns of the WP and SP are related to the seasonal amplitude of the wind speed. This is a result of the presence or lack of wind-glazed surfaces, induced by strong and persistent winds in the megadune areas.

This investigation provides new information on the Antarctic Ice Sheet surface seasonal dynamics and provides new clues to build a robust correction of the altimetric surface elevation signal. Multi-frequency sensors are the key for improving the understanding of the physics of radar altimeter measurements over the AIS. An important limitation of this study is the lack of information on the seasonal variability of the snow surface roughness in Antarctica, which will be the topic of future work.

Data availability. Data can be access on request on the CTOH and AVISO websites. ENVISAT datasets at (<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products>, last access: 23 May 2018) and SARAL/AltiKa datasets are downloadable from AVISO website (https://aviso-data-center.cnes.fr/#altika_LG.htm, last access: 23 May 2018).

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This work is a contribution to the ASUMA (improving the Accuracy of the Surface Mass balance of Antarctica) project funded by the Agence Nationale de la Recherche, contract ANR-14-CE01-0001-01. ENVISAT and AltiKa data were provided by the Center for Topographic studies of the Oceans and Hydrosphere (CTOH) at LEGOS and are available at <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/>, last access: 23 May 2018. The authors would like to thank Etienne Berthier and Jessica Klar from LEGOS for their helpful comments and suggestions. We are grateful to the anonymous reviewers and the editor, whose comments significantly improved the manuscript.

Edited by: Robert Arthern

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Allison, I., Alley, R. B., Fricker, H. A., Thomas, R. H., and Warner, R. C.: Ice sheet mass balance and sea level, *Antarct. Sci.*, 21, 413–426, 2009.
- Armitage, T. W. K., Wingham, D. J., and Ridout, A. L.: Meteorological Origin of the Static Crossover Pattern Present in Low-Resolution-Mode CryoSat-2 Data Over Central Antarctica, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 11, 1295–1299, <https://doi.org/10.1109/LGRS.2013.2292821>, 2014.
- Arthern, R. J., Wingham, D. J., and Ridout, A. L.: Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 106, 33471–33484, 2001.
- Bingham, A. W. and Drinkwater, M. R.: Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic ice sheet, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38, 1810–1820, <https://doi.org/10.1109/36.851765>, 2000.

- Brenner, A. C., DiMarzio, J. P., and Zwally, H. J.: Precision and accuracy of satellite radar and laser altimeter data over the continental ice sheets, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45, 321–331, 2007.
- Brown, G.: The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 25, 67–74, 1977.
- Brucker, L., Picard, G., and Fily, M.: Snow grain-size profiles deduced from microwave snow emissivities in Antarctica, *J. Glaciol.*, 56, 514–526, 2010.
- Champollion, N., Picard, G., Arnaud, L., Lefebvre, E., and Fily, M.: Hoar crystal development and disappearance at Dome C, Antarctica: observation by near-infrared photography and passive microwave satellite, *The Cryosphere*, 7, 1247–1262, <https://doi.org/10.5194/tc-7-1247-2013>, 2013.
- Flament, T. and Rémy, F.: Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry, *J. Glaciol.*, 58, 830–840, <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J118>, 2012.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., and Urbini, S.: Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107, 4334, <https://doi.org/10.1029/2001JD000673>, 2002.
- Frezzotti, M., Bitelli, G., De Michelis, P., Deponti, A., Forieri, A., Gandolfi, S., Maggi, V., Mancini, F., Remy, F., Tabacco, I. E., Urbini, S., Vittuari, L., and Zirizzotti, A.: Geophysical survey at Talos Dome, East Antarctica: the search for a new deep-drilling site, *Ann. Glaciol.*, 39, 423–432, 2004.
- Fung, A. K.: *Microwave Scattering and Emission Models and their Applications*, Artech house, 1994.
- Helm, V., Humbert, A., and Miller, H.: Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2, *The Cryosphere*, 8, 1539–1559, <https://doi.org/10.5194/tc-8-1539-2014>, 2014.
- Inoue, J.: Surface drag over the snow surface of the Antarctic Plateau: 1. Factors controlling surface drag over the katabatic wind region, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 94, 2207–2217, 1989.
- Kotlyakov, V. M.: The Snow Cover of the Antarctic and its role in the Present-Day Glaciation of the Continent (*Snezhni pokrov antarktidy i ego rol' v sovremennom oledeneni materika*), *Transl. Russ.*, 1966.
- Lacroix, P., Legresy, B., Coleman, R., Dechambre, M., and Remy, F.: Dual-frequency altimeter signal from Envisat on the Amery ice-shelf, *Remote Sens. Environ.*, 109, 285–294, 2007.
- Lacroix, P., Legresy, B., Langley, K., Hamran, S. E., Kohler, J., Roques, S., Remy, F., and Dechambre, M.: In situ measurements of snow surface roughness using a laser profiler, *J. Glaciol.*, 54, 753–762, 2008a.
- Lacroix, P., Dechambre, M., Legresy, B., Blarel, F., and Remy, F.: On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet, *Remote Sens. Environ.*, 112, 1712–1729, 2008b.
- Legresy, B. and Remy, F.: Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet, *J. Glaciol.*, 44, 197–206, 1998.
- Legresy, B., Papa, F., Remy, F., Vinay, G., van den Bosch, M., and Zanife, O. Z.: ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm, *Remote Sens. Environ.*, 95, 150–163, 2005.
- Lenaerts, J. T. M., Den Broeke, M. R., Berg, W. J., van Meijgaard, E., and Kuipers Munneke, P.: A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L04501, <https://doi.org/10.1029/2011GL05071>, 2012.
- Li, J. and Zwally, H. J.: Modeled seasonal variations of firn density induced by steady-state surface air-temperature cycle, *Ann. Glaciol.*, 34, 299–302, 2002.
- Li, J. and Zwally, H. J.: Modeling the density variation in the shallow firn layer, *Ann. Glaciol.*, 38, 309–313, 2004.
- Li, J. and Zwally, H. J.: Modeling of firn compaction for estimating ice-sheet mass change from observed ice-sheet elevation change, *Ann. Glaciol.*, 52, 1–7, 2011.
- Male, D. H.: 6 – THE SEASONAL SNOWCOVER, in: *Dynamics of Snow and Ice Masses*, edited by: Colbeck, S. C., 305–395, Academic Press., 1980.
- Mätzler, C.: Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium, *J. Appl. Phys.*, 83, 6111–6117, 1998.
- Michel, A., Flament, T., and Remy, F.: Study of the Penetration Bias of ENVISAT Altimeter Observations over Antarctica in Comparison to ICESat Observations, *Remote Sens.*, 6, 9412–9434, <https://doi.org/10.3390/rs6109412>, 2014.
- Nilsson, J., Gardner, A., Sandberg Sørensen, L., and Forberg, R.: Improved retrieval of land ice topography from CryoSat-2 data and its impact for volume-change estimation of the Greenland Ice Sheet, *The Cryosphere*, 10, 2953–2969, <https://doi.org/10.5194/tc-10-2953-2016>, 2016.
- Remy, F. and Minster, J. F.: A Comparison between Active and Passive Microwave Measurements of the Antarctic Ice-Sheet and Their Association with the Surface Katabatic Winds, *J. Glaciol.*, 37, 3–10, 1991.
- Remy, F. and Parouty, S.: Antarctic ice sheet and radar altimetry: A review, *Remote Sens.*, 1, 1212–1239, <https://doi.org/10.3390/rs1041212>, 2009.
- Remy, F., Shaeffer, P., and Legresy, B.: Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets, *Geophys. J. Int.*, 139, 645–656, 1999.
- Remy, F., Flament, T., Blarel, F., and Benveniste, J.: Radar altimetry measurements over antarctic ice sheet: A focus on antenna polarization and change in backscatter problems, *Adv. Space Res.*, 50, 998–1006, 2012.
- Remy, F., Flament, T., Michel, A., and Blumstein, D.: Envisat and SARAL/AltiKa Observations of the Antarctic Ice Sheet: A Comparison Between the Ku-band and Ka-band, *Mar. Geod.*, 38, 510–521, <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.985347>, 2015.
- Ridley, J. and Partington, K.: A Model of Satellite Radar Altimeter Return from Ice Sheets, *Int. J. Remote Sens.*, 9, 601–624, 1988.
- Scambos, T. A., Frezzotti, M., Haran, T., Bohlander, J., Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R., Jezek, K., Long, D., Urbini, S., Farness, K., Neumann, T., Winther, J.-G., and Albert, M.: Extent of low-accumulation 'wind glaze' areas on the East Antarctic plateau: implications for continental ice mass balance, *J. Glaciol.*, 58, 633–647, <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J232>, 2012.
- Steunou, N., Desjonqueres, J. D., Picot, N., Sengenès, P., Noubel, J., and Poisson, J. C.: AltiKa Altimeter: Instrument Description and In Flight Performance, *Mar. Geod.*, 38, 22–42, <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.988835>, 2015.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., and Morris, K.: The thermal conductivity of seasonal snow, *J. Glaciol.*, 43, 26–41, 1997.

- Surdyk, S.: Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica: An analytical approach, *Remote Sens. Environ.*, 80, 256–271, 2002.
- Tiuri, M., Sihvola, A., Nyfors, E., and Hallikaiken, M.: The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies, *IEEE J. Ocean. Eng.*, 9, 377–382, <https://doi.org/10.1109/JOE.1984.1145645>, 1984.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K.: *Microwave Remote Sensing Active and Passive-Volume II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, Artech house, Boston, London, available at: <https://infoscience.epfl.ch/record/51982> (last access: 23 May 2018), 1982.
- Wingham, D. J., Ridout, A. J., Scharroo, R., Arthern, R. J., and Shum, C. K.: Antarctic Elevation Change from 1992 to 1996, *Science*, 282, 456–458, <https://doi.org/10.1126/science.282.5388.456>, 1998.
- Wingham, D. J., Shepherd, A., Muir, A., and Marshall, G. J.: Mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci.*, 364, 1627–1635, 2006.
- Zwally, H. J., Giovinetto, M. B., Li, J., Cornejo, H. G., Beckley, M. A., Brenner, A. C., Saba, J. L., and Yi, D.: Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002, *J. Glaciol.*, 51, 509–527, 2005.

Annexe B

Grillage des données altimétriques

Grillage des données altimétriques sur une grille stéréographique de pixel $25\text{ km} \times 25\text{ km}$

Pour rappel, les mesures des missions altimétriques et radiométriques ont des résolutions spatiales et temporelles différentes (tous les 35 jours pour la première et tous les jours pour la seconde). De même, ces données sont distribuées sous des formats différents. En fait, les données altimétriques sont distribuées dans un format "along-track", c'est-à-dire les données sont fournies suivant les traces du satellite tandis que les données radiométriques sont distribuées sur une grille stéréographique polaire par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC). Afin de rendre les données altimétriques homogènes, compatibles et comparables avec celles des missions radiométriques, nous avons projeté les données des caractéristiques saisonnières du coefficient de rétrodiffusion et de la température de brillance de la mission SARAL/AltiKa sur une grille stéréographique polaire de pixel de taille $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ équivalente à la résolution spatiale des données radiométriques de SSM/I de la bande Ka. Les formules stéréographiques utilisées pour la conversion entre les coordonnées géodésiques (latitudes/longitudes) et les coordonnées cartésiennes (x/y) sont tirées de "map projections – working manuel" (Snyder, 1987). Le plan de projection est sécant à l'ellipsoïde à la latitude 70° de manière à minimiser les distorsions dans les régions côtières de la calotte polaire Antarctique. En effet, une fois les coordonnées géodésiques converties en coordonnées cartésiennes, les données along-tracks sont moyennées et interpolées dans chaque pixel de la grille. Il faut noter que cette opération lisse toutes les informations des petites échelles spatiales.

Nous disposons ainsi des jeux de données sur des grilles stéréographiques de même résolutions spatiale pour lesquels nous allons analyser et comparer les variabilités saisonnières à l'échelle globale de la calotte polaire Antarctique.

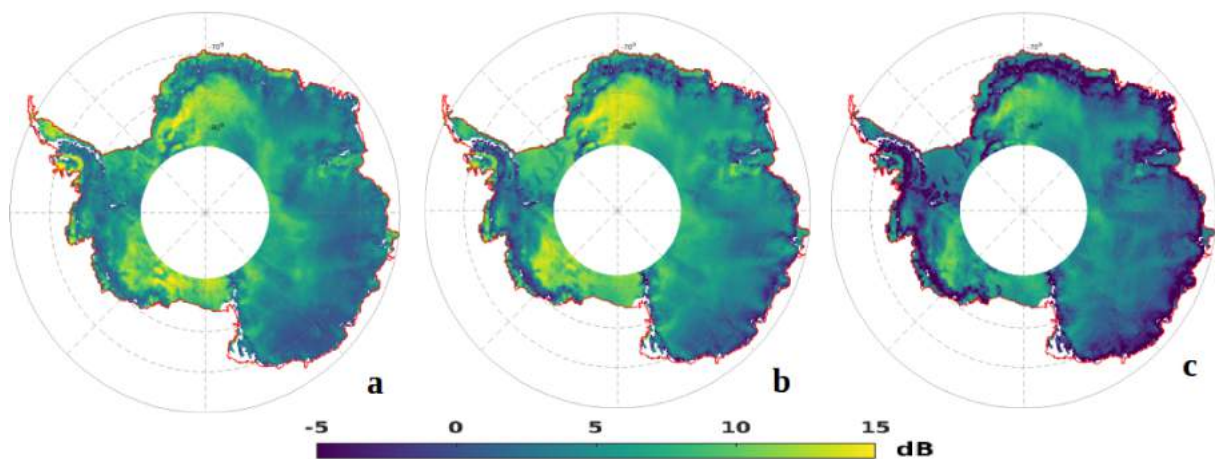


FIGURE B.1 – Distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (c). Les valeurs sont en dB.

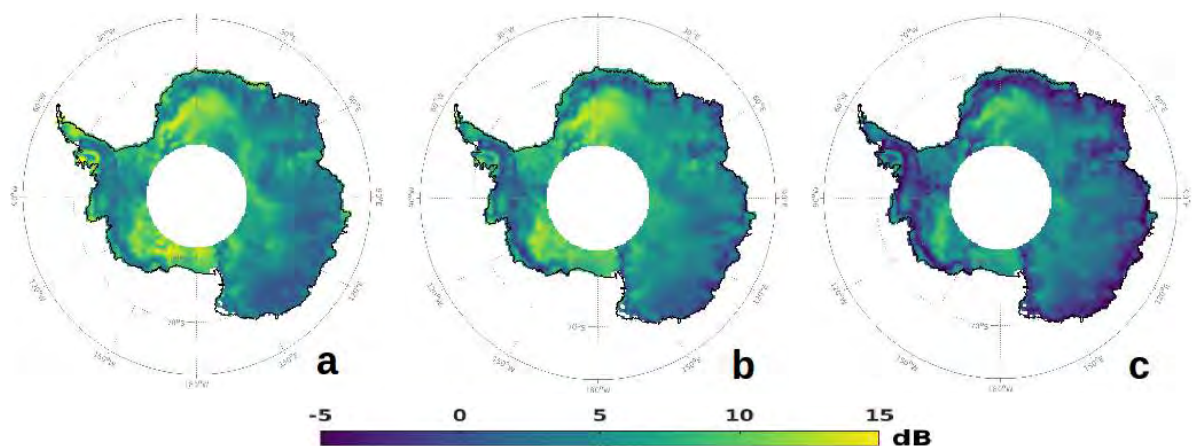


FIGURE B.2 – Distribution spatiale du coefficient de rétrodiffusion moyen de la bande S (a), de la bande Ku (b) et de la bande Ka (c). Les valeurs sont en dB. Grille de pixel 25 km \times 25 km.

Annexe C

Distribution spatiale des amplitudes saisonnières du PR à 37 superposée à une carte de mosaïque RADARSAT

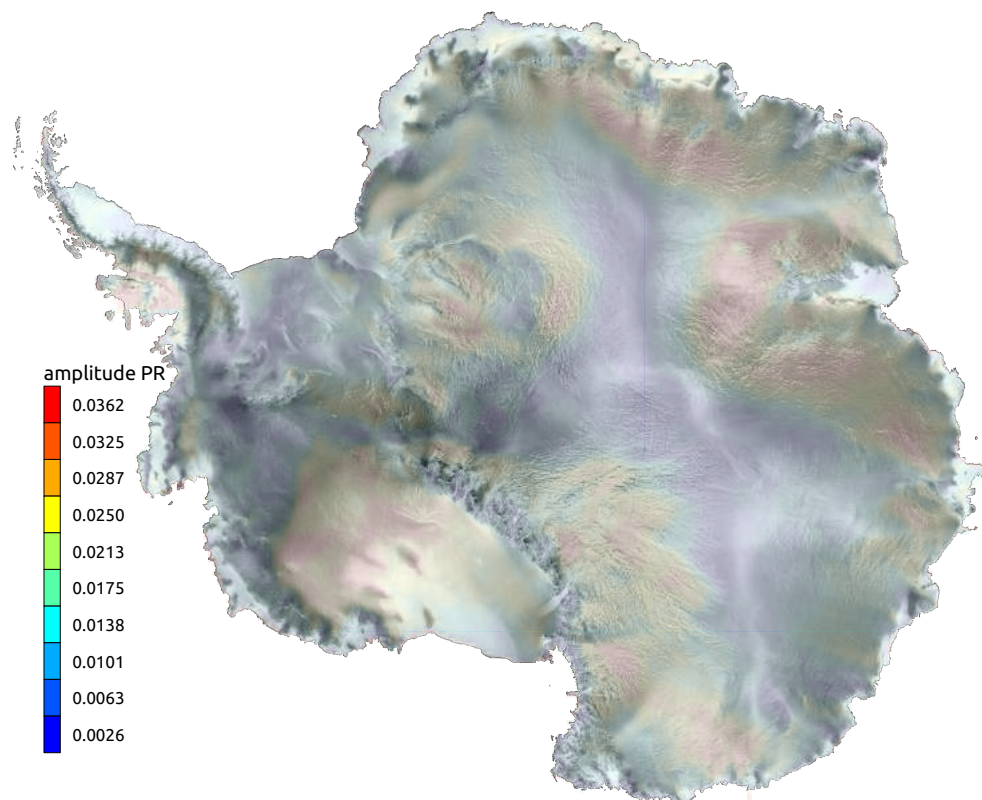


FIGURE C.1 – distribution spatiale des amplitudes saisonnières du PR à 37 GHz superposée à une carte de mosaïque RADARSAT
